

1321581

3 руб.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Ленинградское отделение

# КОМАТИИТЫ И ВЫСОКО- МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИТЫ

РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ  
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

КОМАТИИТЫ И ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИТЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

**КОМАТИИТЫ  
И ВЫСОКО-  
МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ  
ВУЛКАНИТЫ  
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ  
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Ответственный редактор:  
чл.-корр. АН СССР О. А. БОГАТИКОВ



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1988



132/581

1992 г.

УДК 551.72

**Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита.**  
Л.: Наука, 1988. 192 с.

Впервые дается монографическое описание высокомагнезиальных вулканитов докембрия Балтийского щита (Карелия, Кольский полуостров, Финляндия, Швеция и Норвегия). Приводятся геологическая, петрографическая и геохимическая характеристики данных вулканитов с использованием новой систематики пород коматиитовой серии. Значительное внимание уделяется наименее измененным архейским и раннепротерозойским коматиитам и коматиитовым базальтам Ветреного Пояса. На основе экспериментов, проведенных на вулканитах Ветреного Пояса, оценены термодинамические параметры выплавки коматиитовых магм. Рассмотрены также общие вопросы петрогенезиса, металлогении и эволюции коматиитов и высокомагнезиальных вулканитов в раннем докембрии.

Книга представляет интерес для геологов, петрологов и геохимиков, изучающих докембрий.  
Библ. 239 назв. Ил. 73. Табл. 32.

Рецензенты:

А. И. БОГАЧЕВ, Е. В. ШАРКОВ

Научное издание

# **КОМАТИИТЫ И ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИТЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Утверждено к печати  
Институтом геологии  
Карельского филиала АН СССР

ИБ № 32938

Редактор издательства Т. П. Жукова  
Художник Г. В. Смирнов  
Технический редактор Л. И. Каряева  
Корректоры С. В. Добрянская и И. А. Корзюкина

Сдано в набор 24.09.87. Подписано к печати 4.04.88. М-39744. Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1 офсетная  
Гарнитура литературная. Фотонабор. Печать офсетная. Усл. печ. л. 15.60. Усл. кр.-отт. 15.92. Уч.-изд. л. 18.67  
Тираж 600. Тип. зак. № 2037. Цена 3 р.

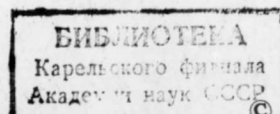
Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука». Ленинградское отделение.  
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская линия, 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства «Наука».  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

132.5351

К 1904020000-596 206-88 — II  
042(02)-88

ISBN 5-02-024370—1



© Издательство «Наука», 1988 г.

## ОТ РЕДАКТОРА

Проводимое в последние годы интенсивное изучение продуктов ультраосновного магматизма способствовало значительному прогрессу как в области теоретической петрологии, так и в поисковой практике. Важным результатом этих исследований явилась информация относительно состава примитивной мантии и ее эволюции в процессе развития нашей планеты. Кроме того, будучи «максимальным» геотермометром подкорковых зон, высокомагнезиальные магмы позволяют судить о термическом режиме глубин Земли. Следует особо подчеркнуть, что внедрение ультрабазитовых расплавов в верхние горизонты земной коры нередко сопровождалось процессами рудогенеза.

До начала семидесятых годов среди широкого круга исследователей бытовало представление об интрузивной или протрузивной природе ультрамафитов, а признакам, характерным для вулканогенных образований, при описании пород не уделялось достаточного внимания. Исследования последних лет убедительно показали, что ультраосновной вулканизм проявлялся в истории Земли многократно: наиболее интенсивно — на ранних этапах ее развития (в архее), а в более молодые эпохи отмечалось затухание. В этом отношении хорошо обнаженные архейские кратоны Южной Африки, Канады и Австралии явились наиболее благоприятными полигонами для изучения высокомагнезиальных пород коматиитовой серии (коматиитов и коматиитовых базальтов), впервые выделенной М. и Р. Вильенами в ЮАР в конце шестидесятых годов нашего столетия.

В докембрийских регионах Советского Союза (Балтийский, Украинский и Алданский щиты) метаморфизованные ультраосновные породы описывались обычно как метапикриты и пикритовые порфириты и не привлекали особого внимания геологов. Однако последующее и детальное исследование привело к получению новой важной информации теоретической и практической значимости. Определенным толчком к усилению исследований ультрамафитовых вулканитов послужили и широкие международные контакты советских геологов с зарубежными коллегами и в первую очередь — с североамериканскими и австралийскими. Прекрасным примером сотрудничества, обмена информацией и творческого обсуждения геологических проблем явился 27-й Международный геологический конгресс, состоявшийся в 1984 г. в Москве. Проблема коматиитов и связанные с нею вопросы геохимии и металлогении рассматривались на заседаниях ряда секций конгресса и многочисленных дискуссиях в кулуарах форума геологов. Зарубежные участники конгресса (М. Вильен и др.) были удивлены достижениями своих советских коллег в изучении коматиитов, о существовании которых в Советском Союзе они не знали.

К настоящему времени в отечественной литературе имеется немало публикаций в виде статей и тезисов, посвященных высокомагнезиальным вулканитам, их петрогенезису и металлогении. Порой они весьма дискуссионны и противоречивы.

Предлагаемая читателю работа, являющаяся плодом сотрудничества геологов Карельского филиала АН СССР и петрологов ИГЕМ АН СССР, впервые

обобщает большой, в значительной мере оригинальный фактический материал по высокомагнезиальным вулканитам Балтийского щита (Карелия, Мурманская и Архангельская области, Финляндия, Швеция и Норвегия). Авторскому коллективу удалось в основном разрешить вопросы пространственного и временного развития коматиитов и высокомагнезиальных базальтов Балтийского щита, их геохимической и металлогенической специфики, петрогенезиса с учетом проведенных экспериментов по плавлению и кристаллизации коматиитов при высоких давлениях. Полученные выводы, хотя и не всегда однозначные и порой дискуссионные, несомненно представляют интерес для исследователей как Балтийского щита, так и других регионов распространения докембрия. Публикация работы будет способствовать развитию изучения ультрамафитов докембрия как важного источника знаний о составе мантии и литосферы ранней Земли и их потенциальной рудоносности.

*О. Богатилов*

## ВВЕДЕНИЕ

В 1982 г. в Лондоне под редакцией Н. Т. Арндта и Е. Г. Нисбета вышла книга «Коматииты», в которой подведены итоги изучения этих своеобразных ультрамафитовых пород за первый десятилетний период их исследований. Она содержит обширный материал по коматиитам многих регионов развития докембрия на Земном шаре, за исключением Советского Союза. Весьма ограничены данные и по Балтийскому щиту: представлен оригинальный материал французских исследователей по архейскому зеленокаменному поясу Суомуссалми-Кухмо Восточной Финляндии.

Авторы настоящей работы поставили перед собой цель познакомить читателя с теми результатами геолого-петролого-геохимических исследований высокомагнезиальных вулканитов, которые в последнее время проводились в Карелии, сопоставить их с опубликованными разрозненными сведениями об этих породах Кольского полуострова и ряда стран Северной Европы, а также оценить роль и место высокомагнезиального вулканизма в геологической истории раннего докембрия Балтийского щита.

Под высокомагнезиальными вулканитами понимаются породы различной фациальной (лавы, пирокласты, субвулканические образования) и сериальной (коматиитовая, толеитовая, марианит-бонинитовая, щелочная и др.) принадлежности, содержащие в своем химическом составе более 9 % MgO. Этот рубеж определен К. Бруксом и С. Р. Хартом (Brooks, Hart, 1974) как минимальный для пород коматиитовой серии. Он в общем соответствует границе меланократовых и мезократовых групп магматитов (Штейнберг, 1985). Встречающиеся в ассоциации с данными вулканитами породы с меньшим содержанием магнезии в настоящей работе не рассматриваются. Они заслуживают детального изучения и последующего обобщения в специальной работе.

Советская часть Балтийского щита является наиболее благоприятным полигоном для изучения ультрамафитового вулканизма раннего докембрия. Там ультрамафиты известны еще с XIX века, однако ранее изучению подвергались в основном интрузивные фации, с которыми были выявлены промышленные месторождения меди, никеля и других металлов.

В последнее время высокомагнезиальные вулканиты как в мире, так и в Советском Союзе начали интенсивно изучаться благодаря обнаружению связанных с коматиитами промышленных месторождений никеля, золота и других металлов.

За более чем столетний период исследований докембрия Балтийского щита не одно поколение геологов в той или иной мере соприкасалось с изучением высокомагнезиального вулканизма. И здесь авторы не стремились отразить вклад каждого специалиста в изучении данного вопроса. Более того, при изложении опубликованных материалов предпочтение отдавалось сводным работам последних лет по тем или иным структурам.

При написании монографии авторы разделили свои функции следующим образом. В. С. Куликовым подготовлены разделы по геологии, петрографии и химизму нижнепротерозойских вулканитов и некоторые общие главы. В. В. Ку-



ликовой, А. И. Световой, М. Б. Раевской, В. Я. Горьковцом, В. С. Куликовым и С. А. Вяхиревым написаны разделы по архейским вулканитам разных зелено-каменных поясов. Наибольшее внимание уделено вулканитам Карельского региона, где получен наиболее представительный оригинальный материал. Другие регионы (Кольский полуостров, Финляндия, Швеция и Норвегия) описаны в основном по литературным данным последних лет, но с использованием единой терминологии и на основе собственных представлений о геологической позиции этих образований и их сериальной принадлежности. Учитывая разную степень изученности высокомагнезиальных вулканитов в разных регионах Балтийского щита, в монографии не удалось одинаково полно и строго по единому плану осветить эти своеобразные породы. Однако авторы максимально использовали новый фактический материал, который еще не получил отражения в публикациях. Эта часть работы может послужить своеобразным методическим пособием при изучении высокомагнезиального вулканизма в докембрии. А. В. Гирнисом и И. Д. Рябчиковым на основе экспериментального петрологического изучения коматиитов и коматиитовых базальтов района Ветреного Пояса рассмотрены вопросы генезиса этих пород как в регионе, так и за его пределами.

В «Заключении» сформированы основные результаты, полученные при комплексном геолого-петролого-геохимическом изучении высокомагнезиальных вулканитов Балтийского щита. Приводимые в работе оригинальные химические анализы пород и минералов в основном выполнены в группе химического анализа Института геологии Карельского филиала АН СССР. Аналитические данные других лабораторий указываются в тексте. На вариационных петрохимических диаграммах анализы всех пород пересчитывались на безводный остаток.

Значительный объем оформительской работы выполнен О. Л. Кожевниковой, О. О. Соколан, Г. И. Ильиной, Т. А. Таможней, Н. Е. Мурзаевой, Я. В. Куликовой.

Авторский коллектив искренне благодарит О. А. Богатикова, А. И. Богачева и Е. В. Шаркова за полезные советы, а также В. И. Гоньшакову и Н. П. Михайлова за обсуждение дискуссионных вопросов по систематике коматиитов в процессе подготовки рукописи к печати. Авторы выражают свою признательность руководству и работникам Карельской КГРЭ ПГО «Севзапгеология» (А. И. Кайряку, А. В. Федюку, В. Н. Фурману) и Плесецкой ГРЭ ПГО «Архангельскгеология» (С. А. Мелкумяну, А. И. Зудину, А. Д. Казенновой, В. П. Кислову, Н. А. Алюнову) за предоставленную возможность ознакомиться с материалами по высокомагнезиальному магматизму, полученными в процессе буровых работ.

В настоящей работе приняты следующие условные обозначения:

Ab — альбит,	L — расплав,
An — анортит,	Ol — оливин,
Spx — моноклинный пироксен,	Orx — ромбический пироксен,
En — энстатит,	Qz — кварц,
Fa — фаялит,	Sp — шпинель,
For — форстерит,	X <sub>i</sub> — катионная доля элемента, $mg = Mg/(Mg + Fe)$
Gr — гранат,	
Jad — жадеит,	

## О СИСТЕМАТИКЕ И НОМЕНКЛАТУРЕ ПОРОД КОМАТИИТОВОЙ СЕРИИ

Термин «коматиит» был введен в литературу братьями Морисом и Робертом Вильонами в 1969 г. Под этим названием (по р. Комати, ЮАР) они описали вулканические породы с высоким содержанием MgO, но низким Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и необычно высоким отношением CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, отличным от такового для базальтов, пикритов и перидотитов. Ими выделены две разновидности коматиитов: перидотитовые и базальтовые, составляющие единую коматиитовую серию. Вскоре эти породы были описаны в Австралии (McCall, Leisman, 1971; Nesbitt, 1971). Р. В. Несбит впервые дал название весьма своеобразной структуре коматиитов — spinifex — по ее сходству с остролистной австралийской травой *Triodia spinifex*. Следует отметить, что геологи в разных странах мира ранее описывали эту оригинальную структуру под другими названиями, менее удачными и потому непривившимися: в Канаде — «птичьи следы», «перо», «елочка» («bird track», «feather», «herring bone» — Bruce, 1926; Prest, 1950; Abraham, 1955; Pyke e. a., 1973), в Южной Африке — «закалочные» («quench texture»), в СССР — «псевдоинтерсертальная» (Куликов, Калинин, 1971).

В дальнейшем высокомагнезиальные вулканиты докембрия под названием «коматииты» стали появляться в публикациях геологов Канады (Brooks, Hart, 1972; Pyke e. a., 1973), Индии (Viswanathan, Sankaran, 1973; Viswanathan, 1974), Зимбабве (Bickle e. a., 1975; Nisbet e. a., 1977), Финляндии (Mutanen, 1976; Blais e. a., 1978), США (Green, Schulz, 1977). В СССР этот термин для высокомагнезиальных вулканитов одной из первых применила С. Н. Сулова (1976). В дальнейшем описание коматиитов с отчетливо выраженной структурой спинифекс были даны Е. М. Крестинным (1978) по району КМА, В. В. Куликовой и В. С. Куликовым (1981) — по району Ветреного Пояса. Описание метаморфизованных коматиитов можно найти в работах С. Б. Лобач-Жученко с соавторами (Геология..., 1978), А. Б. Вревского (1980) и др. Наряду с докембрийскими коматиитами позднее были установлены аналогичные породы и в фанерозое (Cameron, Nisbet, 1982). По мере изучения коматиитов уточнялись их номенклатура и положение в существующих классификациях изверженных горных пород. Кроме двучленного деления, предложенного М. и Р. Вильонами, появилось трехчленное (Arndt e. a., 1977): перидотитовый, пироксенитовый и базальтовый коматиит. Высказывались и другие предложения по усовершенствованию систематики и терминологии (Brooks, Hart, 1974; Nisbet e. a., 1977; Jensen, 1976; Nickolas e. a., 1979; Куликов, Куликова, 1983; Малюк, Сиворонов, 1984; Сулова, 1985, и др.). В этих и других публикациях отмечалось, что терминология коматиитов с прилагательными базальтовые, пироксенитовые и перидотитовые, которая получила довольно широкое распространение, в том числе и в наших работах, имеет существенный недостаток из-за того, что к названию одной вулканической породы (коматиит) прибавляется название другой (иногда плутонической). Это вносит существенные неудобства и путаницу в классификацию изверженных пород.

В настоящее время во многих странах мира после коматиитовой конференции, состоявшейся в 1979 г. в Пенроузе (Канада), было принято определение



коматиита как ультрамафической вулканической породы (Arndt, Nisbet, 1982) с содержанием  $MgO$  18 % в пересчете на безводный остаток. Соответственно породы, содержащие меньше магнелии (9—18 %) и относящиеся к коматиитовой серии, предложено именовать коматиитовыми базальтами (Komatiites, 1982). Признаки коматиитовой серии наиболее полно были описаны Н. Т. Арндтом (Arndt e. a., 1977).

В настоящей работе под коматиитовой серией вслед за этими исследователями понимается естественная ассоциация вулканогенных пород преимущественно ультраосновного и основного состава, сформированная в процессе дифференциации и кристаллизации ультраосновной (коматиитовой) магмы. Характерными петрохимическими чертами серии являются повышенные содержания  $MgO$ ,  $SiO_2$ , пониженные —  $TiO_2$ ,  $FeO$  (иногда) и щелочей. Эти петрохимические особенности в комплексе с текстурно-структурными данными (в том числе наличие специфических структур спинифекс) позволяют отличать образования коматиитовой серии от высокомагнезиальных пород других вулканических серий (например, толеитовой, щелочно-базальтоидной, марианит-бонинитовой).

В Советском Союзе в последние годы под руководством Петрокомитета ОГГГ АН СССР была проведена большая работа по упорядочению классификации и номенклатуры магматических горных пород (Классификация..., 1981; Магматические..., 1983). В этой классификации все изверженные породы по содержанию  $SiO_2$  (в мас. %) подразделены на четыре группы: ультраосновные (30—44), основные (44—53), средние (53—64) и кислые (64—78) с соответствующими семействами, видами и разновидностями. Породы коматиитовых серий Балтийского щита, рассматриваемых в настоящей работе (рис. 1) в соответствии с данной классификацией относятся к группам ультраосновных, основных и частично средних пород. В рамках этой же классификации коматииты в определении Пенроузской конференции ( $> 18$  %  $MgO$ ) занимают обширное поле среди основных и ультраосновных пород. Такое нечеткое положение коматиита как вида горных пород вряд ли может устроить исследователей. Поэтому вполне оправданной представляется попытка рассматривать коматиит только в качестве вида ультраосновных пород (Магматические..., 1983).

В связи с этим необходимо сделать некоторые уточнения в определении понятий коматиит и коматиитовый базальт. В классификации 1981 г., как известно, наряду с классификационными петрохимическими параметрами  $SiO_2$  и сумма щелочей для каждого семейства определены и содержания других оксидов, имеющих для некоторых пород руководящее значение. В коматиитовой серии чрезвычайно важным является содержание  $MgO$ . Задача заключается в определении границы между ультраосновными и основными членами этой серии по  $MgO$ . В качестве возможных кандидатов нами рассматривались два рубежа: 18 %  $MgO$  — предложенное на Пенроузской конференции и 24 % — предельное содержание магнелии в основных породах по классификации 1981 г. Расчет проводился по двум вариантам на примере коматиитовых серий Балтийского щита (более 260 анализов).

В первом варианте все химические анализы пород пересчитывались на безводный остаток. Практически для большинства слабо измененных аллометаморфическими процессами некарбонатизированных пород эта операция заключалась в пропорциональном распределении значений потерь после прокаливании (п. п. п.) и  $H_2O$  между девятью главными петрогенными элементами ( $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$  и др.). Такой подход был рекомендован Пенроузской конференцией. Анализы измененных под влиянием наложенных аллометаморфических процессов пород из расчетов исключались. Необходимость пересчета на безводный остаток, особенно для ультрамафитовых пород, связана с тем, что они, как правило, в значительной степени изменены и не сохраняют своего первичного минерального состава. Главные магматические минералы (оливин и пироксены)

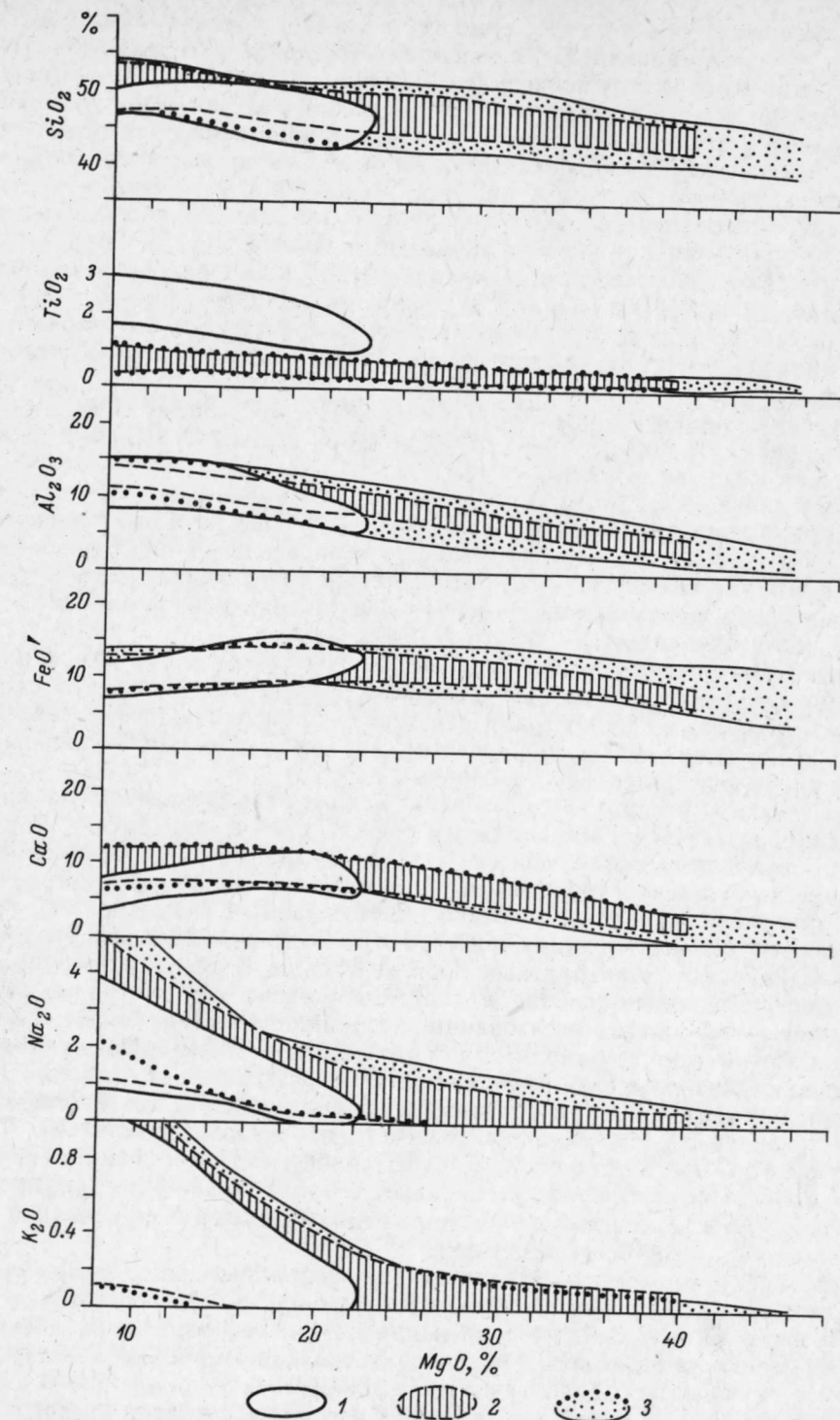


Рис. 1. Вариационная диаграмма для высокомагнезиальных вулканитов раннего докембрия Балтийского щита.

1 — толеитовые серии раннего протерозоя (50 анализов); 2 — коматиитовые серии (300 анализов) Африки, Австралии, Канады (по Б. И. Малуку, 1984); 3 — коматиитовые серии архея и протерозоя (375 анализов).

обычно замещаются водосодержащими серпентином, хлоритом, тальком, тремолитом и другими минералами со значительным привнесом воды, до 10 % и более; это находит свое отражение и в химическом анализе породы, фактически уже метаморфической, а не магматической. В данной ситуации применение классификации магматических пород для метаморфических образований становится некорректным. Поэтому пересчет на безводный остаток необходим для приближения состава породы к первоначальному магматическому составу. На примере высокомагнезиальных вулканитов Балтийского щита легко убедиться, что при наличии в анализе метаморфизованной породы 10 % и более п. п. п. по сравнению с первичной магматической в ней одновременно понижаются содержания  $MgO$  и  $SiO_2$  до 5 %. В классификационных целях учет этого обстоятельства приобретает принципиальное значение. Второй вариант не предусматривал никаких пересчетов анализов, фактически такой метод заложен в классификации 1981 г.

По первому варианту более 93 % (82 из 88), а по второму — около 85 % (39 из 46) анализов пород с  $MgO$  от 18 до 24 % содержат  $SiO_2 > 44$  %, т. е. принадлежат к группе основных пород.

Поэтому значение 24 %  $MgO$  предпочтительнее принимать в качестве граничного при разделении коматиитовой серии на основную и ультраосновную группы. Учитывая допускаемые погрешности в определении  $MgO$ , необходимо предусмотреть пограничную область относительной неопределенности в  $\pm 1$  %. И, следовательно, рубежом между основной и ультраосновной частями коматиитовой серии предлагается считать  $24 \pm 1$  %  $MgO$ .

Из экспериментальной петрологии известно, что такому содержанию магнезии приблизительно соответствует котектика форстерит—диопсид в системе форстерит—диопсид—кварц у грани форстерит—диопсид при низких давлениях (Bowen, 1914; Муан, 1983). Как известно, эта система является главной при объяснении петрогенезиса ультраосновных пород.

Таким образом, рассматривая коматиит как сугубо ультраосновную породу, необходимо согласиться с минимальным содержанием в нем  $MgO$  —  $24 \pm 1$  %. Другими диагностическими чертами его как вида горной породы являются следующие: существенно эффузивная, реже гипабиссальная, природа; массивная или подушечная текстура, нередко с полигональной отдельностью; структура спинифекс оливинового типа, порфировая и порфировидная для кумулятивных разновидностей. Минеральный состав: оливин ( $Fa_{5-20}$ ), клинопироксен (авгит, диопсид), хромшпинелид и в разной степени раскристаллизованная стекловатая масса. В метаморфизованных разновидностях типичными являются серпентин, тальк, хлорит, тремолит, карбонат и магнетит. Для туфов коматиитов характерны обломочные структуры и слоистые текстуры.

Границей между группами основных и средних пород коматиитовой серии следует признать  $9 \pm 1$  %  $MgO$  (в пересчете на безводный остаток). Такое содержание  $MgO$  соответствует, по Д. С. Штейнбергу (1985), границе мезократовых и меланократовых пород и совпадает с предложенным на конференции в Пенроузе, где в коматиитовых базальтах за минимальное содержание  $MgO$  принято также 9 % (Komatiites, 1982).

Теперь следует рассмотреть возможность более дробного деления группы основных пород — коматиитовых базальтов, занимающих по содержанию  $MgO$  большой интервал — от 9 до 24 %. По-видимому, целесообразно разделить эту группу на семейства базальтов и пикробазальтов, как рекомендует классификация 1981 г. В качестве предпочтительной границы между ними можно избрать  $14 \pm 1$  %  $MgO$  (в пересчете на безводный остаток), которое было предложено Е. М. Крестиным (1983) и приблизительно отвечает котектике плагиоклаз—пироксен (Штейнберг, 1985).

По классификации 1981 г. в пределах каждого семейства выделяются самостоятельные виды пород. Для семейства базальтов таким видом мог бы

стать низкомагнезиальный коматиитовый базальт (НКБ), а для семейства пикробазальтов — высокомагнезиальный коматиитовый базальт (ВКБ). Эти названия хотя и многословные, но понятные, так как отражают не только принадлежность данных пород к коматиитовой серии, но и место в ее магнезиальном ряду. При дальнейшем исследовании коматиитовой серии и упорядочении терминологии возможны и другие названия пород. В частности, в качестве кандидатов на замену ВКБ предлагались «ветренит» (по району Ветренный Пояс, — Куликов, Куликова, 1983) или «мунрит» (по району Мунро в Канаде, — Малюк, Сиворонов, 1984). НКБ в этом случае удобнее было бы называть просто коматиитовым базальтом.

Высокомагнезиальный коматиитовый базальт (ВКБ) — это существенно эффузивная, реже гипабиссальная порода основного состава с массивной, полосчатой, подушечной, иногда миндалекаменной или брекчиевидной текстурами. Характерная структура — порфировая с микроспинифекс-структурой основной массы. В некоторых разновидностях встречаются порфировые, гломеропорфировые, спинифекс оливинового, пироксенового и смешанного типов. Минеральный состав: оливин ( $Fa_{10-25}$ ), клинопироксен (авгит, диопсид), в раскристаллизованной стекловатой массе иногда плагиоклаз ( $An_{60-70}$ ), хромшпинелиды. Из вторичных минералов типичными являются серпентин, тальк, хлорит, тремолит, актинолит, карбонат, альбит, магнетит и др. Для туфов ВКБ характерны слоистые текстуры и обломочные структуры.

Низкомагнезиальный коматиитовый базальт (НКБ) — это существенно эффузивная порода, обычно пространственно связанная с коматиитами и ВКБ, иногда в пределах одного потока. Текстура массивная, подушечная, полосчатая, миндалекаменная, вариолитовая. Структура порфировая и гломеропорфировая с микроспинифекс основной массы (спинифекс обычно пироксенового, редко оливин-пироксенового типов) и иногда толеитовая (?). Минеральный состав: оливин ( $Fa_{10-30}$ ), клинопироксен (пижонит, авгит), часто плагиоклаз ( $An_{50-70}$ ), хромшпинелиды, стекловатый базис. В метаморфизованных разновидностях типичными минералами являются хлорит, актинолит—тремолит, альбит, кварц, карбонат, рудный и др.

В настоящей работе по минеральному составу выделяются оливиновые, пироксеновые и плагиопироксеновые НКБ.

Для пород среднего состава коматиитовой серии, которые редки и слабо изучены, логично было бы употреблять термины коматиитовый андезибазальт (КАБ), или коматиитовый андезит.

Предлагаемое разделение пород коматиитовой серии на группы и семейства не полностью укладывается в классификацию 1981 г. по содержанию  $SiO_2$ . Например, коматииты Балтийского щита, содержащие более 24 %  $MgO$  (в пересчете на безводный остаток), только в 20 % случаев (38 из 190) имеют  $SiO_2 < 44$  %; в остальных 80 % содержание  $SiO_2$  колеблется от 44 до 50 %. Без пересчета на безводный остаток число анализов, содержащих  $MgO > 24$  % при  $SiO_2 < 44$  %, повышается до 69 % (56 из 81) и по  $SiO_2$  также эти коматииты не укладываются в рамки ультраосновной группы. Это объясняется спецификой коматиитовой серии, которая обладает повышенным содержанием  $SiO_2$  и поэтому требует предоставления ей некоторого исключения из правил, принятых в классификации 1981 г. Данное исключение можно обеспечить и без ломки принятых границ семейств за счет расширения пограничных областей неопределенности по  $SiO_2$ . Если для большинства магматических пород эта область определена в  $\pm 2$  %, то для коматиитовой серии ее необходимо увеличить до  $\pm 6$  %  $SiO_2$ . При таком условии полностью исчезнут противоречия между классификацией 1981 г. и применяемой в настоящей работе.

Положение отдельных членов коматиитовой серии наиболее отчетливо выражено на бинарной диаграмме  $MgO$ — $TiO_2$  (рис. 2); здесь для сравнения показаны также поля различных типов «перидотитовых и базальтовых кома-



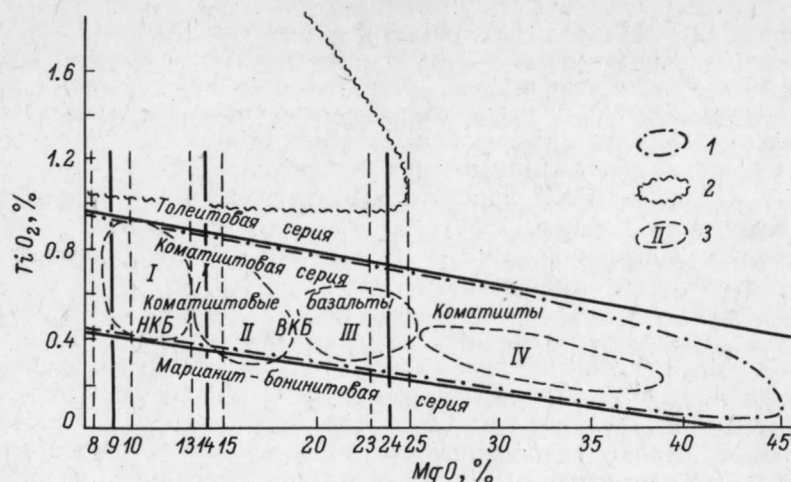


Рис. 2. Схема классификации высокомагнезиальных вулканитов Балтийского щита.

1 — контур полей коматиитовых серий; 2 — контур полей толейтовых (пикрит-толейтовых) серий; 3 — типы высокомагнезиальных пород группы Онвервайт (по Viljoen e. a., 1982): I — Барбертон, II — Бадплаас, III — Гелук, IV — Комати.

тиитов», выделенных М. и Р. Вильенами (Komatiites, 1982) в районе, где были впервые описаны эти породы.

На рис. 2 видно, что в предлагаемые параметры коматиита укладывается только тип Комати Вильенов. Типы Гелук и Бадплаас в общем соответствуют ВКБ, а тип Барбертон — НКБ. Такое удовлетворительное совпадение полей «родоначальных» пород коматиитовой серии с полями, выделенными по другим признакам, свидетельствует об оптимальности выбранных границ внутри непрерывной серии. Применение диаграммы  $MgO-TiO_2$  для расчленения меланократовых пород (гиперкотектоидов) рекомендует также Д. С. Штейнберг (1985) в своей последней работе «О классификации магматитов». Преимущество именно этой диаграммы заключается в том, что в ней присутствует главный параметр высокомагнезиальных пород —  $MgO$ . Второй параметр  $TiO_2$  относится к тем компонентам породы, которые слабо меняются при метаморфических преобразованиях. Это важно, потому что многие высокомагнезиальные вулканиты, особенно в докембрии Балтийского щита, как уже отмечалось, не сохраняют своего первичного состава и в большей или меньшей степени преобразованы. Поэтому использование подвижных компонентов (K, Na и др.) в качестве параметров для классификационной диаграммы менее удачно в этих условиях по сравнению с инертным титаном (Конди, 1983, и др.).

Классификационное значение  $TiO_2$  отчетливо проявляется на вариационной диаграмме высокомагнезиальных вулканитов докембрия (рис. 1), построенной с использованием более 400 химических анализов вулканитов (лавы, частично туфы и туффиты) различных серий как советской, так и зарубежной части Балтийского щита. На этой диаграмме по содержанию  $TiO_2$  коматиитовая серия четко отделяется от толейтовой. Поля двух серий в координатах  $MgO-TiO_2$  не перекрываются, в то время как на диаграммах  $MgO$  с другими петрогенными элементами наблюдаются значительные перекрытия.

Данная диаграмма более простая по сравнению, например, с диаграммами Энсена или  $Al_2O_3-MgO/(MgO+FeO)$ , которые широко используются в публикациях зарубежных авторов (Komatiites, 1982). В последнее время некоторые исследователи (Кепежинскас, Добрецов, 1983; Крестин, 1983; Куликов, Куликова, 1983а; Фролова, Которгин, 1986, и др.) предприняли ряд попыток разработать критерии разделения вулканитов коматиитовой и толейтовой серии.

Менее удачно, на наш взгляд, применение параметра  $SiO_2$  (Фролова, Которгин, 1986) для этих целей, особенно в случаях с метаморфизованными породами, где кремний может вести себя как подвижный компонент (на рис. 1 поля коматиитовых и толейтовых серий Балтийского щита по параметру  $SiO_2$  перекрываются более чем на 80 %).

На наш взгляд, при определении сериальной принадлежности высокомагнезиальных пород заслуживает внимание наряду с  $TiO_2$  такой параметр, как отношение  $Al_2O_3/TiO_2$ . Для докембрийских пород Балтийского щита в толейтовых сериях оно не превышает 8, а в коматиитовых — обычно не опускается ниже 9. В породах марианит-бонинитовой серии это отношение на порядок превышает коматиитовую серию. Наиболее низкое значение данного параметра характерно для щелочно-ультраосновной серии. Дополнительным критерием сериальной принадлежности мог бы выступать первичный минеральный состав пород. Однако в условиях Балтийского щита сохранность магматических минералов в раннедокембрийских комплексах, как уже подчеркивалось, крайне мала. Возможно, некоторое исключение составляют хромшпинелиды. В этом направлении необходимы дальнейшие детальные работы с применением тонкой геохимии.

Рассмотренные выше вопросы терминологии касаются только коматиитовой серии; по отношению к остальным породам в работе используется номенклатура, рекомендованная классификацией 1981 г.



## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМАТИИТОВ И ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Балтийский щит представляет собой наиболее крупную обнаженную часть докембрийского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Его довольно высокая степень изученности и полнота проявления геологических процессов обычно служат своеобразным эталоном (стратотипом, тектонотипом и т. д.) для изучения геологических явлений в докембрии Европы. Задаваясь целью рассмотреть положение, распространение коматиитов и высокомагнезиальных вулканитов в разрезе нижнего докембрия щита, необходимо оговорить некоторые принимаемые в настоящей работе стратиграфические подразделения для советской части щита и их вероятные аналогии в Финляндии, Швеции и Норвегии.

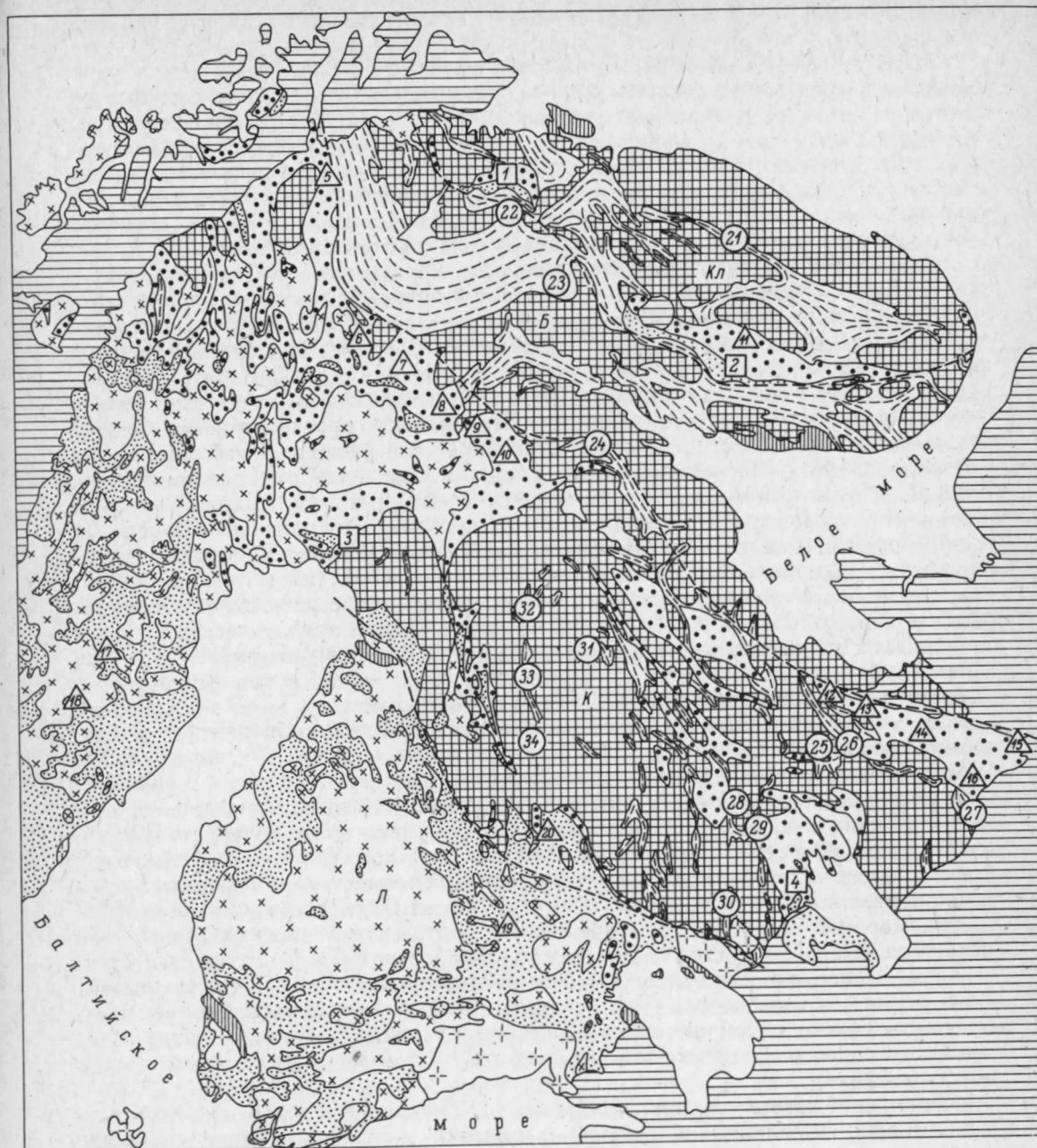
В настоящее время существуют различные точки зрения на расчленение докембрия как на щите в целом, так и в его отдельных частях. В то же время в пределах национальных границ обычно выработаны в разной степени согласованные и унифицированные стратиграфические схемы, которые нами и используются при корреляции соответствующих образований.

В пределах щита коматииты и высокомагнезиальные вулканиты наиболее развитие и хорошую сохранность получили в его восточной части, включающей советскую часть щита, а также Финляндию, Северную Швецию и Северную Норвегию (рис. 3). При этом советская часть (Карело-Кольский регион) характеризуется наиболее полным разрезом докембрия, и поэтому она выбрана в качестве стратотипической. В разрезе нижнего докембрия в соответствии с решением Межведомственного регионального совещания по докембрию советской части Балтийского щита, состоявшегося в 1982 г. в г. Петрозаводске (Кратц и др., 1984), выделяются три стратиграфических комплекса: нижнеархейский (саамский, древнее 3.5 млрд. лет), верхнеархейский (лопийский, 3.5—2.6 млрд. лет) и нижнепротерозойский (карельский, 2.6—1.65 млрд. лет). Возрастная граница между саамским и лопийским комплексами изотопными датировками пока не подтверждена и поэтому разными исследователями оценивается по-разному: от 375 млрд. лет (Салоп, 1982) до 3.0 млрд. лет (Сводный путеводитель..., 1984). Цифры 3.4—3.5 млрд. лет нам представляются более предпочтительными, так как возраст лопийских вулканитов оценивается по прорывающим их дайкам андезитов древнее 2.935 млрд. лет (Бибилова, Крылов, 1983).

Возрастная граница между лопийским и карельским комплексами также вызывает споры среди геологов и геохронологов. В Финляндии и Швеции она обычно принимается за 2.5 млрд. лет и соответствует границе архея и протеро-

Рис. 3. Схема распространения коматиитов и высокомагнезиальных вулканитов раннего докембрия Балтийского щита (геологическая основа по General geological..., 1985, с некоторыми добавлениями автора).

1 — осадки палеозоя и венда. Рифейский комплекс: 2 — осадки и вулканиты рифея, 3 — комплекс гранитов рапакиви. Карельский комплекс: 4 — гранитоиды верхнего карелия (свекофенния), 5 — верхнекарельские (калевийские, вепсийские, ливвийские и их аналоги) супракрустальные образования, 6 — средние и нижнекарельские (людиковийские, ятулийские, сариольские, сумийские, лаппонийские и их аналоги) супракрустальные образования. Лопийский комплекс: 7 — верхнеархейские (лопийские и их аналоги) супракрустальные образования, 8 — нижнеархейские (саамские) и частично верхнеархейские образования, 9 — границы геоблоков (Металлогения..., 1980): Л — Ладожский, К — Карельский, Б — Беломорский, Кл — Кольский, М — Мурманский. Местонахождение высокомагнезиальных вулканитов (структуры, районы, участки): 1 — Печенгская, 2 — Имандра-Варзуга, 3 — Кеми, 4 — Онежская; то же, нижнепротерозойские коматиитовые серии (цифры в треугольниках): 5 — Карасйок, 6 — Куорайоки, 7 — Саттасваара, 8 — Куммисойва, 9 — Канеспелла, 10 — Куоляarvi, 11 — Имандра-Варзуга, 12 — Голец, 13 — Шапочка, 14 — Большая Левгора, 15 — Мяндуха, 16 — Калья-Ундоша, 17 — Шеллефтео, 18 — Кнафтен, 19 — Рантасалми, 20 — Оутокумпу; то же, верхнеархейские коматиитовые серии (цифры в кружках): 21 — Колмозеро-Воронья, 22 — Аллареченская, 23 — Сальные тундры, 24 — Нотозерская, 25 — Шилосская, 26 — Каменноозерская, 27 — Токшинская, 28 — Совдозерская, 29 — Койкарская, 30 — Хаутаваарская, 31 — Костомукшская, 32 — Суомуссалми, 33 — Кухмо, 34 — Типасъярви.



1 — осадки палеозоя и венда. Рифейский комплекс: 2 — осадки и вулканиты рифея, 3 — комплекс гранитов рапакиви. Карельский комплекс: 4 — гранитоиды верхнего карелия (свекофенния), 5 — верхнекарельские (калевийские, вепсийские, ливвийские и их аналоги) супракрустальные образования, 6 — средние и нижнекарельские (людиковийские, ятулийские, сариольские, сумийские, лаппонийские и их аналоги) супракрустальные образования. Лопийский комплекс: 7 — верхнеархейские (лопийские и их аналоги) супракрустальные образования, 8 — нижнеархейские (саамские) и частично верхнеархейские образования, 9 — границы геоблоков (Металлогения..., 1980): Л — Ладожский, К — Карельский, Б — Беломорский, Кл — Кольский, М — Мурманский. Местонахождение высокомагнезиальных вулканитов (структуры, районы, участки): 1 — Печенгская, 2 — Имандра-Варзуга, 3 — Кеми, 4 — Онежская; то же, нижнепротерозойские коматиитовые серии (цифры в треугольниках): 5 — Карасйок, 6 — Куорайоки, 7 — Саттасваара, 8 — Куммисойва, 9 — Канеспелла, 10 — Куоляarvi, 11 — Имандра-Варзуга, 12 — Голец, 13 — Шапочка, 14 — Большая Левгора, 15 — Мяндуха, 16 — Калья-Ундоша, 17 — Шеллефтео, 18 — Кнафтен, 19 — Рантасалми, 20 — Оутокумпу; то же, верхнеархейские коматиитовые серии (цифры в кружках): 21 — Колмозеро-Воронья, 22 — Аллареченская, 23 — Сальные тундры, 24 — Нотозерская, 25 — Шилосская, 26 — Каменноозерская, 27 — Токшинская, 28 — Совдозерская, 29 — Койкарская, 30 — Хаутаваарская, 31 — Костомукшская, 32 — Суомуссалми, 33 — Кухмо, 34 — Типасъярви.



зоя на Канадском щите, в то время как в Карело-Кольском регионе некоторые исследователи опускают ее до 2.7 млрд. лет (Негруца, 1984).

Высокомagneзиальные вулканы или их метаморфические аналоги установлены в пределах саамского, лопийского и карельского комплексов. Однако для саамия такое допущение сделано лишь на основании петрохимических данных по некоторым амфиболитам при отсутствии пока достаточно убедительных геологических фактов. Ниже дается краткий обзор, преимущественно по литературным данным, геологического положения и характера распространения высокомагнезиальных вулканитов в разрезах трех вышеуказанных комплексов советской части Балтийского щита и их зарубежных аналогов.

**Саамский комплекс.** В Карелии типичным представителем саамских супракрустальных образований обычно признается беломорская серия. Она складывается из Беломорский геоблок Балтийского щита (Геология Карелии, 1987). В строении серии выделяются три гнейсовые толщи (свиты): керетская, хетоламбинская и чупинская. Среди гнейсов встречаются, а в хетоламбинской свите преобладают, пластовые тела амфиболитов, которые обычно принимаются за метавулканы или силлы основного—среднего состава. Часто пространственно с амфиболитовыми телами ассоциируются пластовые тела бесполовошпатовых пород (Степанов, 1981). Последние обычно слагают линзы мощностью, не превышающей первые десятки метров и редко достигающей 100—150 м. Длина их не более сотни метров. Редко наблюдаемые контакты обычно затухиваются процессами метаморфизма и мало способствуют расшифровке генетической природы ультрамафитов. Традиционно они считаются интрузивными телами (Степанов, 1981), при этом их верхняя возрастная граница достоверно не установлена и может быть поднята до лопия. В то же время не исключается и вулканическая природа по крайней мере некоторых тел ультрабазитов, и тогда они могут оказаться древнейшими коматиитами Балтийского щита. В настоящее время это метадотиты с приконтактовыми бронзитовыми зонами. В ряде мест (оз. Б. Крохино) ультрамафитовые тела представлены исключительно бронзитами (пироксенитами). В. С. Степанов (1981), детально изучавший ультрамафиты Беломорского геоблока, не находит существенного отличия их от лопийских гипербазитов и тем самым ставит под сомнение саамский возраст первых. Тем не менее как на Африканском континенте, так и в некоторых других докембрийских регионах (Гренландия, Австралия) известны коматииты и ультрамафиты нижнего архея (древнее 3.5 млрд. лет). Поэтому вполне резонно ожидать подобные проявления ультраосновного вулканизма и на Балтийском щите — если не в Беломорском геоблоке, то в пределах развития серогнейсовых комплексов Карельского геоблока. Одним из таких районов может быть Водлозерский блок, где в последнее время выявлено широкое распространение амфиболитов (волоцкая толща), среди которых встречаются реликты ультрамафитов неясного генезиса. Только детальные специальные исследования могут однозначно ответить на вопрос о существовании саамского ультрамафитового магматизма и его специфике.

**Лопийский комплекс.** Данный комплекс в Карелии и его аналоги на Кольском полуострове, в Финляндии и Швеции слагают в основном верхнеархейские зеленокаменные пояса. Существуют различные точки зрения на происхождение и эволюцию этих поясов (Синицын, 1979; Рыбаков, Куликов, 1985; Gaal e. a., 1978; Martin e. a., 1984, и др.).

Полные разрезы зеленокаменных поясов на Балтийском щите еще не установлены, как и достоверное время их формирования. Некоторые из исследователей (Куликов и др., 1984) предполагают их развитие в интервале 3.3—2.7 млрд. лет на всей территории щита, другие (Крылов и др., 1984) усматривают временную миграцию поясов с востока на запад. Дискуссионность этого положения объясняется отсутствием надежных геохронологических датировок по ряду супракрустальных верхнеархейских образований. Единичные же случайные

датировки, полученные в разных лабораториях мира, не могут считаться в данной ситуации решающими.

Породы коматиитовой серии не занимают строго определенного положения в разрезах зеленокаменных поясов. Даже в пределах одного пояса в разных структурах они фиксируются в различных толщах и свитах. Однако преимущественное распространение получают в нижних и средних частях разреза и пока не установлены в верхних частях лопийских разрезов. По-видимому, существует определенная цикличность в формировании поясов, которая заключается в развитии в основании циклов мафит-ультрамафитовых вулканитов, а в кровле — кислых вулканитов в ассоциации с осадками. В разрезах поясов Кухмо-Суомуссалми, Гимольско-Костамукшском, Сумозерско-Кенозерском устанавливается не менее двух циклов. Подобная цикличность характерна для зеленокаменных поясов Австралии и Канады. В настоящее время коматииты с полным комплексом текстурных, структурных, петрохимических признаков установлены на Балтийском щите только в архейских зеленокаменных поясах. Коматииты с типичными структурами спинифекс описаны в Каменноозерской и Токшинской структурах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (Куликов, Куликов, 1981; Заскинд и др., 1982), в Костомукшской структуре Гимольско-Костомукшского пояса (Горьковец, Раевская, 1983), в Койкарской структуре Ведлозерско-Сегозерского пояса (Сводный путеводитель..., 1984), в поясе Полмос-Порос (Вревский, 1980). В этих же структурах с коматиитами обычно тесно связаны коматиитовые базальты. В отличие от коматиитов Барбертона (Viljoen, Viljoen, 1969) и Мунро Тауншип (Pyke e. a., 1973), где описаны очень свежие породы с сохранившимися пластинками оливина (оливиновый спинифекс), карельские и финляндские метаморфизованы в зеленосланцевой, а местами в амфиболитовой фациях и первичного оливина не сохранили. В фациальном отношении коматиитовая серия представлена лавами, туфами и субвулканическими телами. Интрузивные образования, связанные с коматиитами, в настоящее время не могут быть определены однозначно. Только в некоторых случаях с определенной долей условности они относятся к комагматам коматиитов.

**Карельский комплекс.** Высокомagneзиальные вулканы нижнего протерозоя установлены на Балтийском щите еще в XIX веке. Пожалуй, одним из первых, довольно подробно описавшим эти породы в Онежской структуре, был Ф. Ю. Левинсонг-Лессинг (1888). Он рассматривал пикриты и пикритовые порфириты данного района в составе олонецкой диабазовой формации. Высокомagneзиальные вулканы с прекрасными текстурами и структурами эффузивов и пирокластов позднее были описаны в синклинной зоне Ветреного Пояса. Финской Лапландии, Печенгской и Имандра-Варзугской структурах и некоторых других районах. Вулканические образования, среди которых выявлены также и жерловые образования, обычно сопровождаются интрузиями базитов и ультрабазитов. В Печенгской структуре и районе Оутукумпу они являются никеленосными.

В Карельском регионе высокомагнезиальные вулканы развиты на трех стратиграфических уровнях: сумийском (киричская свита, Ветренный Пояс), ятулийском (Центральная и Восточная Карелия, Попов и др., 1983) и людиковском (Онежская и Куоляярвинская структуры, Ветренный Пояс). Наибольшее развитие наблюдается в людиковии. В Финляндии высокомагнезиальный вулканизм нижнего протерозоя известен в двух пространственно разбросанных провинциях: Юго-Восточной Финляндии и Лапландии. Стратиграфическая корреляция протерозойских образований этих провинций дискуссионна. Дискуссию вызывает возраст лаппонийских образований. Одна часть исследователей сопоставляет лаппоний с карелием (Mikkola, 1941; Simonen, 1980), другая — относит его, за исключением пород типа Кумпутунтури, к верхнему архею (Silvennoinen e. a., 1980; Gaal e. a., 1978). Автор с коллегами (Kulikov e. a., 1980) при корреляции разрезов советской части Пана-Куоляярвинской структуры с породами районов Кусамо—Салла (Финляндия) пришли к заключению





## ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

(Карелия)

Высокомagneзиальный вулканизм нижнего протерозоя наиболее полно проявлен в структурах (зонах) рифтогенного типа (Печенгско-Варзугская, Лапландская, Ветреного Пояса, Кайну—Оутокумпу и предполагаемая Онего-озерско-Рыбинская), а также в некоторых районах Северной Норвегии (Solli, 1983), Северной Швеции (Ambros, 1980; Claesson, 1985) и Южной Финляндии (Kousa, 1985).

### ЗОНА ВЕТРЕННОГО ПОЯСА

Зона Ветреного Пояса ввиду ее слабой обнаженности и труднодоступности до последнего времени оставалась мало изученной. Пионерские исследования Н. В. Альбова и последующие геолого-съемочные работы СЗТГУ (А. И. Кайряк, А. В. Пекуров, В. А. Перевозчикова и др.) наметили некоторые черты строения района. Дальнейшие исследования Карельского филиала АН СССР и проведенное ПГО «Севзапгеология» и «Архангельскгеология» картирование позволили существенно уточнить стратиграфию, тектонику, магматизм и металлогению докембрия района, которые отражены в коллективной монографии «Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита» (1983).

В строении синклинорной зоны Ветреного Пояса участвуют архейские и протерозойские образования (рис. 5). Последние слагают самостоятельную структуру, получившую название Оштомозерско-Ундозерский синклинорий. Он протягивается на расстояние более 250 км от оз. Воронье на северо-западе до р. Онеги на юго-востоке, где перекрывается чехлом венда и палеозоя. В строении данного синклинория принимают участие породы, относимые к сумийскому, сариолийскому, ятулийскому и людиковийскому надгоризонтам карелия. Сумийский надгоризонт представлен существенно терригенной токшинской свитой, развитой наиболее широко в восточной части структуры, и вулканогенной (андезиобазальты, базальты, коматинитовые базальты) киричской свитой, слагающей как отдельные вулканоструктуры (Киричскую, Лумбасручейскую, Ухтозерскую), так и широкие поля на северо-западе (севернее оз. Пулозеро) и юго-восточнее (оз. Вононгское—р. Ундюша) синклинория. Сариолийский надгоризонт образован калгачинской свитой, где преобладающее значение имеют полимиктовые конгломераты и песчаники. К ятулийскому надгоризонту отнесены терригенные, карбонатные и вулканогенные (базальты) породы кожозерской свиты.

Людиковийский надгоризонт слагают две свиты: виленгская, существенно терригенная с примесью туфогенного материала, особенно в верхней части разреза, и свита Ветреного Пояса, где наблюдается обилие лав коматинитовых базальтов. Весьма ограниченное развитие получили туффиты. Указанная последовательность и время формирования названных свит остаются сегодня

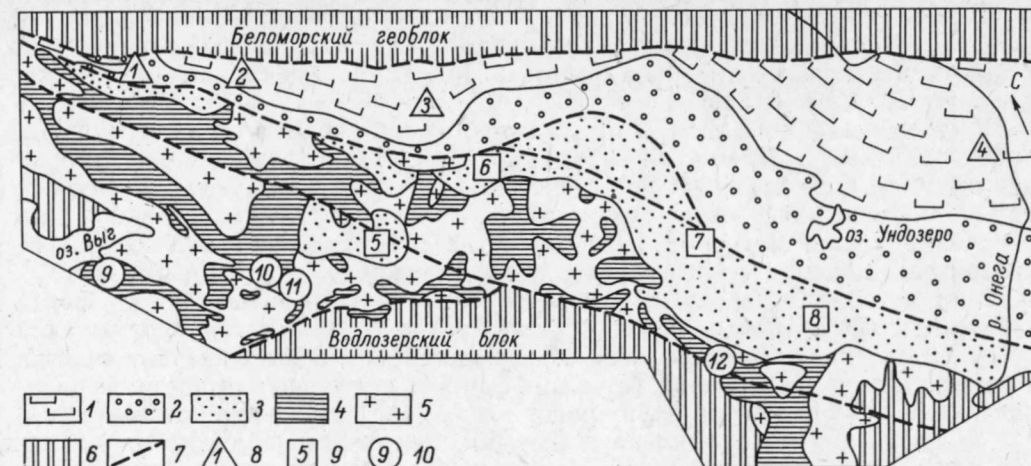


Рис. 5. Схема геологического строения зоны Ветреного Пояса (со снятым чехлом фанерозоя и венда). Составили В. С. Куликов, В. В. Куликова, 1984 г.

Карельский комплекс: 1 — коматиниты и коматинитовые базальты свиты Ветреный Пояс, 2 — осадочно-вулканогенные образования кожозерской и виленгской свит, 3 — терригенные и вулканогенные образования токшинской и киричской свит. Людиковийский комплекс: 4 — осадочно-вулканогенные, коматинитосодержащие толщи вожминской серии, 5 — гранитоиды, 6 — саамский комплекс, в значительной мере переработанный в более позднее время; 7 — главные разломы. Участки развития высокомагнезиальных пород, рассматриваемые в данной работе: людиковийский надгоризонт (цифры в треугольниках): 1 — Голец, 2 — Шапочка, 3 — Большая Левгора, 4 — Мяндуха; 9 — то же, сумийский надгоризонт (цифры в квадратах); 5 — оз. Кирич, 6 — р. Чусрека, 7 — р. Калья, 8 — р. Ундюша; 10 — то же, людиковийский комплекс (цифры в кружках): 9 — Длинная Ламбина; 10 — р. Кумбукса, 11 — руч. Лещевский, 12 — р. Токша.

еще дискуссионными (Петров, 1985; Гущин, 1985 и др.). Высокомagneзиальные породы выделяются на двух стратиграфических уровнях: людиковийском (свита Ветреный Пояс) и сумийском (киричская свита).

### КОМАТИНитОВАЯ СЕРИЯ ЛЮДИКОВИЯ

#### ГЕОЛОГИЯ

Свита Ветреный Пояс — яркий представитель коматинитовой серии протерозоя на Балтийском щите. Она занимает площадь в современном эрозионном срезе около 5,2 тыс. км<sup>2</sup> и протягивается вдоль границы с Беломорским геоблоком на расстояние более 250 км, слагая ядро Оштомозерско-Ундозерского синклинория. Возможно, вулканы свиты образуют самостоятельную асимметричную однобортную структуру рифтогенного типа. Ранее эти образования описывались как пикритовые порфириты, оливиновые базальты, диабазы (Кайряк, 1963) или пикритовые, пироксеновые и плагиопироксеновые метапорфириты (Богачев и др., 1968). Высокомagneзиальные породы принадлежат к лавовой, жерловой и гипабиссальной фациям. Лавовая фация занимает резко доминирующее положение. Она представлена многочисленными потоками и покровами простого и сложного строения и достигает, по геофизическим данным, в отдельных участках мощности более 4 км.

К жерловой фации отнесены трубки взрыва, описанные В. С. Куликовым на горах Голец, Мяндухе и Безымянной (Слюсарев, Куликов, 1973; Вулканические постройки..., 1978). Возможно, к жерловой фации следует относить и некоторые гипабиссальные дайкообразные тела мафитов и ультрамафитов, прорывающие образования виленгской свиты. В таком случае собственно гипабиссальную фацию должны представлять в основном пластообразные тела мафит-ультрамафитов.

Особенности строения и эволюции суйсарского вулканизма рассматриваются на примере четырех хорошо изученных участков, пространственно приуроченных к одноименным вершинам кряжа Ветреный Пояс (с востока на запад): Мяндуха, Большая Левгора, Шапочка и Голец.

**Участок Мяндуха.** В результате большого объема горных и буровых работ, проведенных Плесской ГРЭ на горе Мяндухе при разведке месторождения строительного камня (Н. А. Рачеев, Н. А. Алюнов, Г. И. Гончар), а также наших исследований, было существенно уточнено строение юго-восточного окончания кряжа Ветреный Пояс. Коматитовые базальты здесь залегают сравнительно полого, и углы падения лавовых покровов редко превышают  $30^\circ$ . В то же время лавовое плато с видимой мощностью не менее 200 м разбито субвертикальными разломами на серию блоков с амплитудой перемещения до 10 м и более. В зонах разломов, образующих пониженные линейные участки холмистого рельефа и ущелья, буровыми скважинами вскрыты коры выветривания палеозоя. В целом структуру района горы Мяндухи можно рассматривать как брахисинклиналь, осложненную осевыми и оперяющими разломами, с пологим падением шарнира в северо-западном направлении (рис. 6). В результате детального картирования участка, проведенного автором в 1967 г., и просмотра шлифов Синегорской партии в 1985 г. было выделено семь лавовых покровов, которые наряду с общими чертами строения и состава имеют и свои особенности, позволяющие проследить их по простираю и фиксировать в скважинах. Наиболее уверенно выделяются четыре нижних покрова в скв. 22, расположенной в юго-восточном углу участка (рис. 7). Два верхних покрова слагают вершину горы Мяндухи и ее северные отроги и вскрыты скважинами в северо-западном углу участка. Ниже приводится краткое описание выделенных покровов (их условная нумерация дана относительно разреза скв. 22).

**Покров 22-I** сложен НКБ с содержанием  $MgO$  от 9.77 до 11.93 %. Подстилающие породы представлены туффитами среднего состава (вскрытая мощность около 1 м). НКБ характеризуются массивной текстурой, гломеропорфировой структурой с микроспинифекс пироксенового и оливинового типа. В шлифах отмечаются псевдоморфозы тремолита и хлорита по оливино, клинопироксен и измененное стекло. В нижней части покрова наряду с названными минералами появляется плагиоклаз. Здесь степень раскристаллизации породы возрастает, а количество стекловатой массы резко сокращается. Мощность покрова 14 м.

**Покров 22-II** благодаря специфичности своего состава может служить маркирующим горизонтом при корреляции разрезов. Он залегает на вышеописанном покрове и перекрывается приблизительно двухметровым прослоем туффита среднего состава, аналогичного подстилающему покрову 22-I. Рассматриваемое эффузивное тело сложено миндалекаменными безоливиновыми базальтами с низким содержанием  $MgO$  (7.6 %) и высоким  $SiO_2$  (54.2 %). При этом высокое содержание кремния обусловлено в основном кварцем, находящимся в миндалинах диаметром до 5 мм. Главные минералы представлены актинолитом и плагиоклазом, структура — диабазовая. Принадлежность данных базальтов к коматитовой серии вызывает сомнение. Вероятно, они возникли в результате ассимиляции коматитовым базальтом подстилающих осадков кислого состава. Однако ограниченный материал не позволяет более детально рассмотреть этот вопрос. Мощность покрова около 3 м.

**Покров 22-III** сложен ВКБ и содержит  $MgO$  15.2—16.8 %. Порода довольно свежая, с хорошо сохранившимися кристаллами оливина (около 30 %) и иглами клинопироксена (до 25 %). Темная стекловатая масса составляет от 50 до 70 %; ее содержание уменьшается в приподошвенной части потока, где степень раскристаллизации породы увеличивается и наряду с клинопироксеном и оливином (обычно замещенным) появляется плагиоклаз. Текстура породы массивная, в кровельной части подушечная. Структура преимущественно гломеропорфировая и микроспинифекс оливинового и оливино-пироксенового типов. В припо-

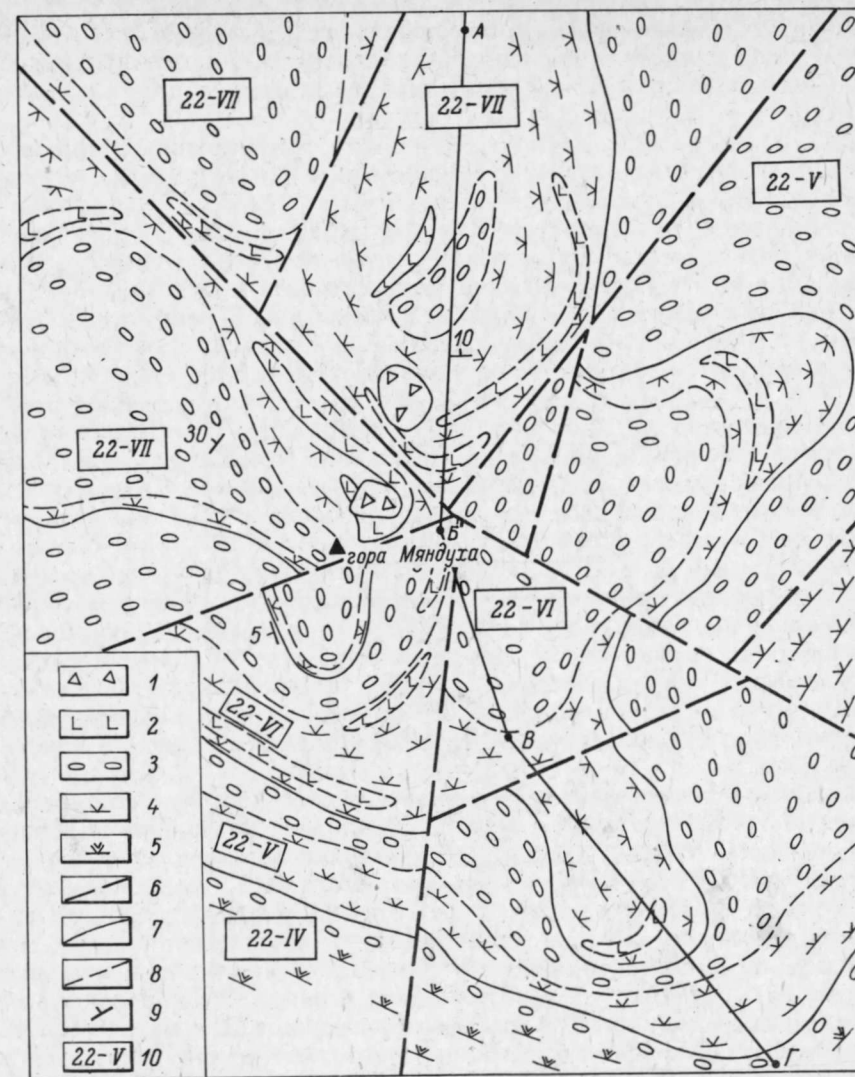


Рис. 6. Схема геологического строения горы Мяндухи. Составил В. С. Куликов, 1985 г.

1 — вулканические брекчии (трубки взрыва?); 2 — плагиоипроксеновые НКБ; 3 — подушечные лавы ВКБ и НКБ; 4 — оливинные НКБ; 5 — ВКБ; 6 — разломы; 7 — границы покровов; 8 — границы разновидностей пород; 9 — слоистость, полосчатость; 10 — номера покровов.

дошвенной части структура порфировая с изометричными вкрапленниками замещенного оливина размером до 0.3 мм и брусковидными кристаллами клинопироксена длиной до 3 мм. Основная масса имеет «веерообразную» структуру. Мощность покрова 27 м.

**Покров 22-IV** сложен в основном ВКБ с содержанием  $MgO$  15.2—17.2 %, однако в верхней части, представленной подушечными НКБ, концентрация  $MgO$  падает до 12.15 %. Порода, как правило, слабо измененная. В минеральном составе резко преобладают оливин (26—32 %) и стекловатый мезостагис. При этом оливин отмечается в виде двух генераций. Первая генерация представлена единичными более крупными (до 1 мм) кристаллами, вторую генерацию образуют мелкие кристаллики размером 0.1—0.3 мм, придающие породе гломеропорфировую структуру. Основная масса имеет структуру микроспинифекс пироксе-



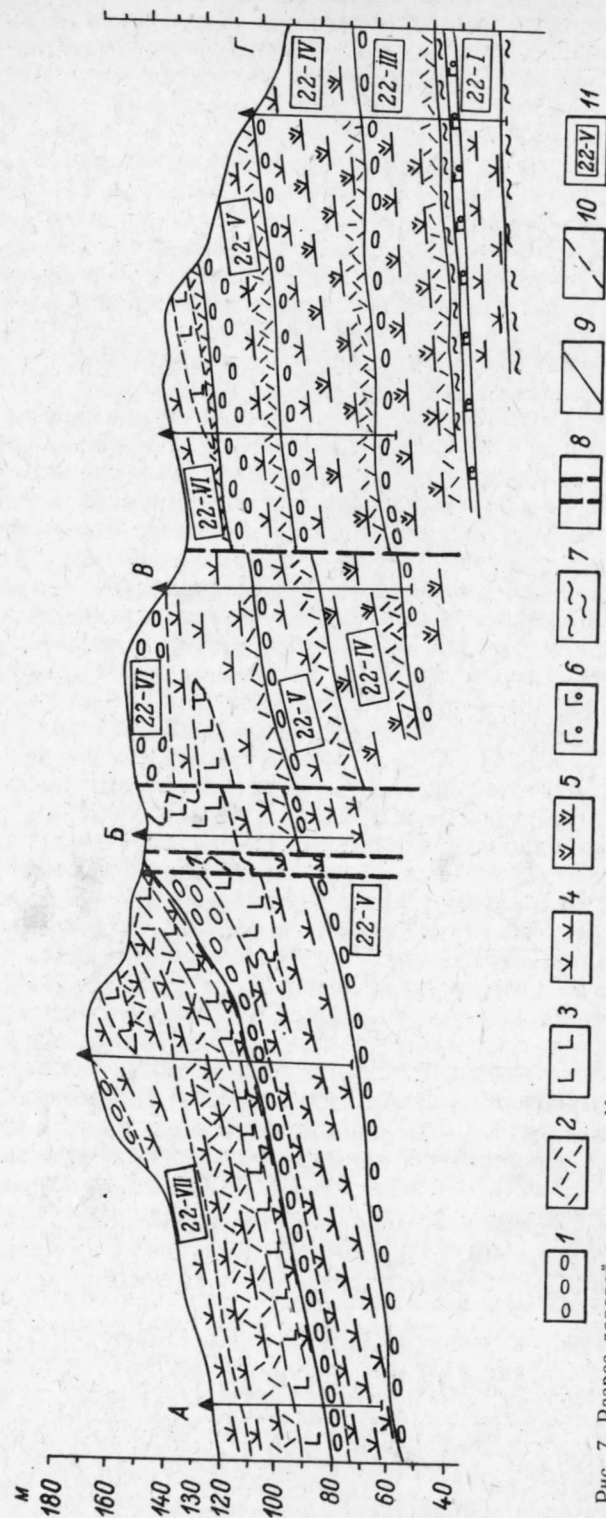


Рис. 7. Разрез лавовой толщи горы Мяндухи.

1 — НКБ и ВКБ с порфировой текстурой, гиадокластиты; 2 — плагиоклазсодержащие ВКБ и НКБ; 3 — плагиопротексеновые НКБ; 4 — оливиновые НКБ; 5 — ВКБ; 6 — миндалекаменный базальт; 7 — туф; 8 — разломы; 9 — границы покровов; 10 — границы разновидностей пород; 11 — номера покровов.

нового типа. В нижней части покрова отмечается зона хорошо раскристаллизованной породы с небольшим количеством мезостазиса и плагиоклаза. При этом химический состав породы практически не изменяется. Мощность покрова до 35 м.

Покров 22-V сложен НКБ с содержанием  $MgO$  11.64—13.74 %. По своему строению он аналогичен предыдущему. В верхней части развиты подушечные НКБ, в средней и нижней — массивные, в подошвенной — имеется горизонт с плагиоклазом. По химическому составу этот покров в основном довольно близок покрову 22-I. Породы свежие, и местами сохраняются оливин и клинопироксен, образующие микроспинифекс. Приблизительно в 10 м выше подошвы в скв. 58 и 48 зафиксирован прослой плагиоклазсодержащих НКБ. В южной и восточной частях участка покров сложен преимущественно НКБ с подушечной текстурой. В скв. 58 зафиксированы зоны с миндалекаменной текстурой. Мощность покрова около 25 м.

Покров 22-VI имеет сложное строение, по-видимому, связанное с длительностью его формирования. Главная отличительная особенность по сравнению с подстилающими заключается в наличии горизонтов плагиопротексеновых НКБ, которые иногда не содержат оливина и стекловатого мезостазиса и практически трудно отличимы даже в шлифах от толента. Ранее мы их называли толентовыми базальтами (Слюсарев, Куликов, 1973). В. Д. Слюсарев подобные породы рассматривает как гипабиссальные образования, связанные с габброидами, формировавшимися после лавовых толщ и частично внедрившимися в последние. Однако изучение контактовых зон горизонтов плагиопротексеновых НКБ показывает их постепенный переход в оливиновые НКБ — обычно сначала в плагиоклазсодержащие, а потом и безплагиоклазовые. При этом химический состав пород изменяется крайне незначительно как по макро-, так и микрокомпонентам.

На южном склоне горы Мяндухи выявлены два горизонта плагиоклазсодержащих пород внутри покрова 22-VI. Другой особенностью рассматриваемого покрова является широкое развитие подушечных текстур. Подушки и шары вытянуты в длину от 0.3 до 3.6 м (преимущественно 0.5—1.5 м) при толщине от 0.3 до 1.6 м (преобладают 0.3—1.0 м), отношение толщины к длине — от 1 : 1 до 1 : 4. В некоторых случаях наблюдаются пузыри, выполненные кварцем и халцедоном, приуроченные к верхней половине подушек. Размеры пузырей зависят от величины подушек и изменяются от  $1 \times 1$  до  $130 \times 10$  см. Иногда в одной подушке содержится несколько пузырей, расположенных друг под другом и соединяющихся между собой тонкими проводниками. Подушки имеют две системы трещин — радиальную и концентрическую. Оболочки подушки со стекловатой коркой закалки часто раздроблены, и обломки выполняют межподушечное пространство. Эта обломочная порода — гиадокластит — иногда целиком заполняет межподушечное пространство; в других случаях она находится в ассоциации с кварцем, эпидотом и другими минералами. Переход от массивной части покрова к подушечной происходит постепенно: в зоне перехода отмечаются подушки, еще не полностью индивидуализированные. Общая мощность покрова не менее 50 м.

Покров 22-VII слагает вершину горы Мяндухи и ее северный склон. Нижний контакт его описан в обн. 3169 в 200 м юго-западнее тригопункта. Там, на подушечных лавах покрова 22-VI залегают массивные оливиновые НКБ, образующие нижний горизонт покрова; верхний сложен оливиновыми НКБ с подушечной текстурой. В нижнем горизонте переменной мощности выделяется несколько разновидностей НКБ с различной структурой. В обн. 3166 (в 30 м юго-восточнее геодезического знака) описан следующий разрез (снизу вверх):

1. НКБ с порфировой структурой . . . . . 3 м.
2. НКБ с порфировой структурой и микроспинифекс пироксенового типа основной массы . . . . . 1 м.
3. НКБ с порфировой структурой . . . . . 0.5 м.



4. НКБ с порфировой структурой, микроспинифекс-структурой оливнивого типа, местами миндалекаменной текстуры . . . . . 1.5 м.
5. НКБ с порфировой структурой . . . . . 2 м.
6. НКБ с порфировой структурой и микроспинифекс пироксенового типа основной массы . . . . . 1.5 м.
7. НКБ с подушечной текстурой . . . . . 10 м.

К востоку в прослое 4 появляется линза НКБ с толентовой структурой. Несмотря на такое разнообразие структур и текстур пород, химический состав покрова меняется слабо. В прослое 7 встречаются зональные подушки, где выделяются от кровли к центру следующие зоны: 1) закалки, 2) миндалекаменная, 3) вариолитовая, 4) массивная ядерная. Степень раскристаллизации этих зон разная. Как правило, лучше раскристаллизованы ядерная и вариолитовая зоны. В 300 м к северо-западу от геодезического знака в рассматриваемом покрове среди подушечных НКБ описан горизонт (линза) гиадокластитов мощностью до 2 м. Общая мощность покрова более 50 м.

Участок Большая Левгора. Он расположен в центральной части кряжа Ветреный Пояс и характеризуется сравнительно простым строением. Более десяти покровов, имеющих различное строение и мощность, моноклинально падают на северо-восток под углами 30—60° (рис. 8). Изучено три покрова — один нерасслоенный (3062)<sup>1</sup> и два расслоенных (3076, 3008).

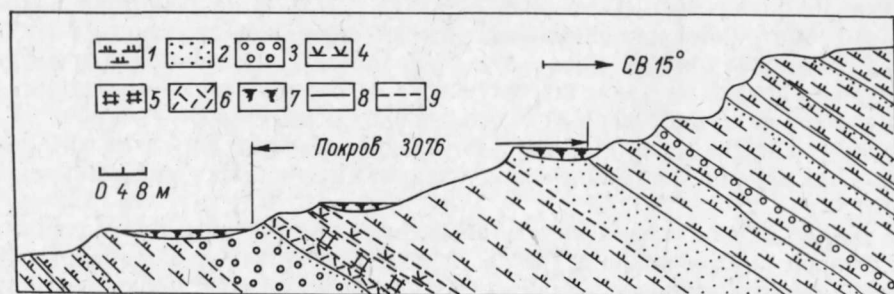


Рис. 8. Разрез лавовой толщи на юго-западном склоне Большой Левгоры.

1 — нерасслоенные НКБ и ВКБ; 2 — то же, с миндалекаменной текстурой, 3 — то же, с подушечной текстурой; 4 — переслаивание НКБ и ВКБ; 5 — ВКБ; 6 — ВКБ плагиоклазосодержащий; 7 — задревованные участки; 8 — границы покровов; 9 — границы разновидностей пород.

Покров 3062 обнажен на протяжении 1.5 км по бортам северного каньона на восточном склоне Большой Левгоры. Тело падает на северо-восток под углами 10—40°. В 100 м восточнее субмеридиональной квартальной просеки наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Непосредственно на миндалекаменных НКБ и шлаковидных породах подстилающего потока залегает темно-зеленая стекловатая порода с единичными кристаллами измененного оливина — зона закалки . . . . . 1—3 см.
2. Темный ВКБ с карандашными миндалинами длиной до 10 см при диаметре 0.3—0.4 см, ориентированными перпендикулярно подошве покрова . . . . . 0.15 см.
3. Серый НКБ, хорошо раскристаллизованный, с порфировой структурой и микроспинифекс-структурой пироксенового типа основной массы . . . . . 0.8 м.
4. Черный, местами зеленый ВКБ с порфировой структурой и микроспинифекс оливнивого типа основной массы . . . . . 9 м.
5. Миндалекаменный ВКБ . . . . . 3.2 м.
6. Верхняя стекловатая зона закалки с мелкими миндалинами, ориентированными параллельно кровле . . . . . 1—3 см.

Общая мощность покрова 13.2 м. Несмотря на некоторое разнообразие в петрографическом составе, породы, слагающие данное тело, имеют практически одинаковый химический состав.

<sup>1</sup> Цифра у покрова здесь и далее соответствует номеру обнажения, где описан наиболее полный разрез.

Покров 3076 обнажается на южном склоне Большой Левгоры и прослеживается по простиранию более чем на 600 м. Падение тела на северо-восток под углами 20—30°. Разрез описан в 350 м к юго-востоку от геодезического знака. Кровля подстилающего покрова представлена миндалекаменными НКБ. В разрезе данного тела выделяется девять зон (слоев), отличающихся как по минеральному, так и по химическому составу. Их описание и модель формирования тела даны в разделе «О формировании лавовых покровов».

Покров 3008 встречен на южном склоне Большой Левгоры, в 500 м от вершины. Поскольку на всю мощность он нигде не обнажен, здесь приводится сводный разрез, составленный из двух разобренных частей (снизу вверх):

1. ВКБ плагиоклазосодержащие . . . . . 2 м.
2. Коматиты с порфировой структурой . . . . . 10 м.
3. Перерыв в обнажениях . . . . . около 10 м.
4. Плагиопироксеновые НКБ . . . . . 20 м.
5. Переслаивание НКБ со структурой спинифекс пироксенового типа (ориентировка клинопироксена нормальная к слою) и НКБ со структурой спинифекс оливин-пироксенового типа, мощности прослоев колеблются от 10 до 1.5 м . . . . . около 8 м.
6. Миндалекаменный НКБ . . . . . около 8 м.

Общая видимая мощность покрова около 50 м. Особенности его формирования будут рассмотрены позднее.

Участок Шапочка. Гора Шапочка расположена в 40 км северо-западнее Большой Левгоры. Здесь можно наблюдать по обнажениям один из наиболее полных разрезов свиты Ветреный Пояс, достигающий мощности более 2.3 км. Не вдаваясь в описание отдельных покровов, общее количество которых составляет несколько десятков, а мощности варьируют от 10—15 до 100—120 м, отметим характерную метаморфическую зональность, типичную для лавового поля Ветреного Пояса. С северной стороны кряжа на границе с гнейсами и гранитоидами Поморья отмечается мощная зона рассланцевания и милонитизации Северного глубинного разлома, которая местами достигает ширины 1—2 км. В этой зоне породы, как правило, залегают очень круто (рис. 9), первичные текстуры и структуры сохраняются редко; фактически это зеленые сланцы в разной степени биотитизированные и карбонатизированные. По мере удаления от зоны разлома степень изменения уменьшается: в породах наблюдаются первичные текстуры, и метаморфизм зеленосланцевой фации в водораздельной части кряжа сменяется пренит-пумпеллиитовой. Породы имеют в отличие от других зон черный цвет, иногда можно наблюдать нераскристаллизованное стекло. Залегание их становится пологим. К югу от водораздела метаморфизм вулканитов несколько увеличивается и на границе с подстилающими туффитами виленгской свиты снова достигает зеленосланцевой фации, иногда с наложенным биотитом. Однако в отличие от северной части здесь редко наблюдается рассланцевание, и мощность таких зон сравнительно невелика. Как правило, в контактах виленгской свиты и эффузивов свиты Ветреный Пояс наблюдаются дайкообразные тела базитов и ультрабазитов, генетически связанных с вулканитами. По-видимому, они служили подводными каналами для вулканизма трещинного типа. Такие дайкообразные тела длиной до 20 км при мощности до 300 м были прослежены по геофизическим и геологическим данным в районе оз. Кожозеро, южнее горы Шапочка и на других участках.

Участок Голец. Гора Голец расположена на северо-западной окраине кряжа Ветреный Пояс и характеризуется сложным строением. По-видимому, этот участок разбит на ряд блоков, в пределах которых вулканиты слагают автономные структуры (рис. 10). Автором закартирована восточная часть горы, где породы в обнаженной части имеют преимущественно моноклинальное падение к северу под крутыми углами. В западной части горы В. В. Куликовой и С. А. Вяхиревым выявлены покровы с пологим залеганием. В восточном блоке наблюдаются три пакета покровов. Нижний представлен сравнительно мало-

мощными (до 10 м) телами, сложенными преимущественно НКБ с массивной или подушечной текстурой; иногда встречаются и миндалекаменные разновидности. Этот пакет обнажается на юго-восточном склоне горы и включает до 10 лавовых покровов общей мощностью до 200 м, залегающих на биотитизированных туфоконгломератах.

Средний пакет обнажается в привершинной части горы и содержит не менее восьми расслоенных покровов коматитов, ВКБ и НКБ общей мощностью до 350 м. Это одна из особенностей участка Голец, так как в пределах лавового поля Ветреного Пояса пока не выявлено столь мощной пачки расслоенных покровов.

Верхний пакет обнажается с перерывами на северо-восточном склоне горы, в нем преобладают маломощные слабодифференцированные покровы НКБ и ВКБ, встречены единичные тела серпентинитов по коматитам. Видимая мощность пакета более 150 м. Весьма специфична ориентировка сланцеватости, которая огибает гору с северо-запада, запада и юго-запада и имеет центриклинальное падение. Рассланцованные породы, как правило, характеризуются зеленой окраской, в то время как массивные — темной и бурой.

Кроме лавовых покровов на рассматриваемом участке встречаются дайки НКБ и зоны брекчий северо-восточного простираения. В последних обломки вулканитов цементируются кварцем в ассоциации с альбитом и эпидотом (рис. 11). В качестве примера приводятся разрезы двух покровов (1016 и 3014). Они описаны на северо-восточном склоне горы, в 300 м от геодезического знака.

**Покров 1016** залегает на шлаковой корке подстилающего тела и имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. Флюидальные ВКБ с линзами и прослоями (1—5 см) разной степени раскристаллизации 0.2 м.
2. Плагноклазосодержащие ВКБ с пластовой отдельностью 3.7 м.
3. ВКБ со столбчатой отдельностью и бурой коркой выветривания 9.5 м.
4. Темно-зеленые НКБ с линзами и прослоями безоливиновых НКБ, спинифекс-структура пироксенового типа 1.4 м.
5. Темно-зеленые ВКБ, структура микроспинифекс оливинового типа 18 м.
6. Зона шлаков 3 м.

Общая мощность разреза 36 м.

**Покров 3014** обнажается вслед за покровом 1016 после двухметрового задернованного участка и содержит следующие горизонты (снизу вверх):

1. Коматит кумулятивный с порфировой структурой 10 м.
2. ВКБ плагноклазосодержащий 1.3 м.
3. Плагнопироксеновый НКБ с толентовой структурой 3.2 м.
4. Пироксеновый НКБ со структурой спинифекс пироксенового типа 1 м.
5. Переслаивание ВКБ со структурой спинифекс оливин-пироксенового типа и пироксеновых ВКБ со структурой пироксенового типа 3.5 м.
6. Задернованный участок 2 м.
7. ВКБ гломеропорфировой структуры и микроспинифекс оливинового типа 10 м.
8. Шлаковая корка (рис. 12) 10.5 м.

Общая мощность разреза 31 м.

Покровы принципиально схожи по своему строению и составу, и наблюдаемое различие в строении переходных зон от обогащенных оливином горизонтов к безоливиновым подчеркивает лишь многообразие этих переходов. В западном блоке горы Голец залегание покровов пологое (субгоризонтальное). В его строении В. В. Куликовой отмечено несколько тел подушечных коматитовых базальтов светло-зеленого цвета. На них на северо-западном склоне горы, вероятно, залегает поток пироксеновых НКБ с хорошо выраженной субгоризонтальной полосчатостью и обильной тонкой вкрапленностью пирита и пирротина. Этот покров сохранился в виде остатка овальной формы. Его обособленное положение в окружении подушечных лав позволило высказать предположение о некой природе данных пироксеновых НКБ.

Непосредственного взаимоотношения подушечных коматитовых базальтов

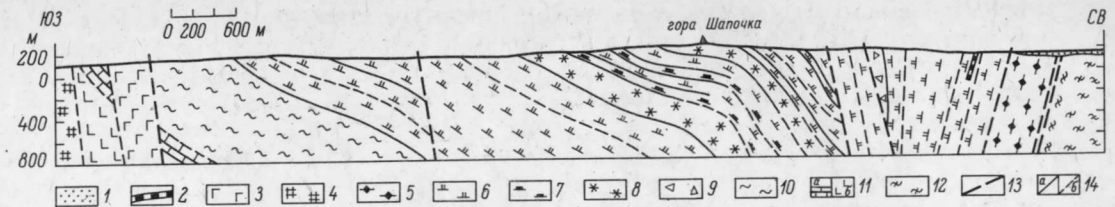


Рис. 9. Схематический геологический разрез свиты Ветреный Пояс в районе горы Шапочка. Составили В. С. Куликов, В. В. Куликова, 1981 г.

1 — терригенные образования венда. Нижний протерозой: 2 — дайки долеритов, 3 — габброиды, 4 — перидотиты; свита Ветреный Пояс: 5 — милониты и милонитизированные, частью биотитизированные и карбонатизированные вулканиты, 6 — нерасчлененные коматитовые базальты, 7 — расслоенные покровы (коматит, ВКБ, НКБ), 8 — покровы пироксеновых и плагнопироксеновых НКБ; 9 — вулканические брекчии; 10 — виленгская свита (туфогенно-осадочные породы); 11 — кожозерская свита (а — скарнированные карбонаты и сланцы, б — базальты). Архей. 12 — гнейсы беломорской серии; 13 — разломы; 14 — границы покровов установленные (а) и предполагаемые (б).

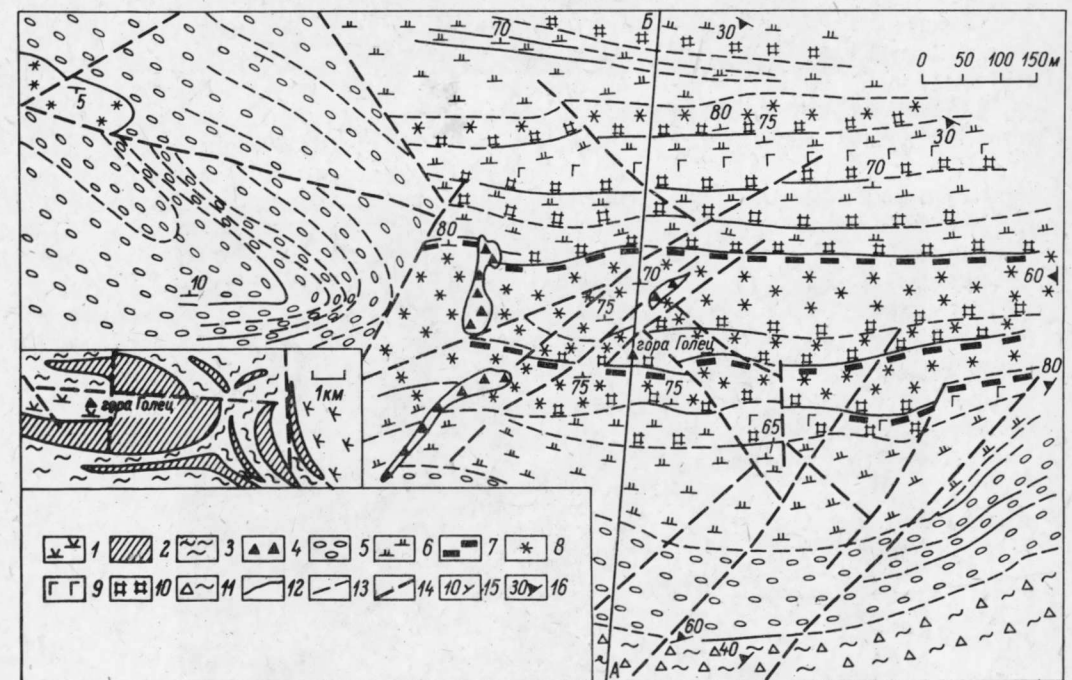


Рис. 10. Схема геологического строения горы Голец. Составил В. С. Куликов с использованием материалов В. Д. Слюсарева, В. В. Куликовой и С. А. Вяхирева, 1986 г.

На врезке: 1 — нерасчлененные вулканиты свиты Ветреный Пояс; 2 — интрузии габброидов и ультрамафитов; 3 — осадки и туфиты виленгской свиты. На схеме: 4 — кварцевая брекчия; 5 — подушечные коматитовые базальты; 6 — массивные, частью миндалекаменные коматитовые базальты; 7 — полосчатые прикровельные лавы; 8 — НКБ со спинифекс пироксенового типа, иногда вариолитовые; 9 — плагнопироксеновые НКБ с толентовой структурой; 10 — кумулятивные коматиты и ВКБ; 11 — туфы и туфиты; 12 — контакты покровов установленные; 13 — то же, предполагаемые; 14 — разломы; 15 — залегание покровов, полосчатость; 16 — сланцеватость.



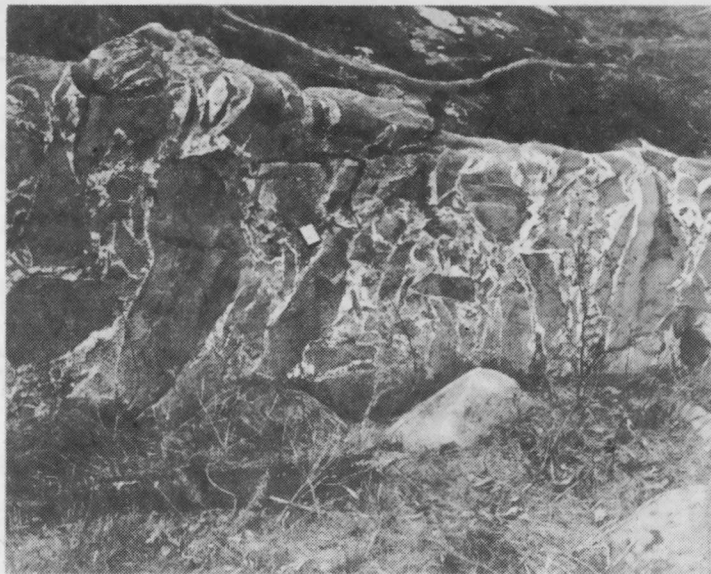


Рис. 11. Кварцевая брекчия горы Голец.



Рис. 12. Шлаковая корка покрова 3014 (светлое внизу) перекрывается вышележащим покровом с зоной закалки (темное). Контакт падает под углом  $75^\circ$  на север.

западного блока с пакетом расслоенных покровов восточного блока не наблюдалось. Контакт, по-видимому, тектонический.

Блочность строения участка Голец, вероятно, связана как с интенсивным влиянием свекофенских тектонических движений вблизи Северного глубинного разлома, отделяющего Беломорский геоблок от Карельского, так и с более ранними деформациями, обусловленными вулканической природой. Представляется, что вулканы горы Голец с обилием шлаков и наличием вулканических бомб представляют собой прикальдерные (прижерловые) фации. Гольцовская интрузия перидотитов и габбродиабазов (рис. 10), залегающая под вулканами, может быть проинтерпретирована как подвулканная (промежуточная)

камера. Слабая обнаженность участков, окружающих гору Голец, не позволяет собрать необходимый геологический материал для однозначной интерпретации строения и развития этого района. В то же время изометричные магнитные аномалии северо-западнее горы Голец, возможно, указывают на место положения подводящего магматического канала.

#### ПЕТРОГРАФИЯ

В соответствии с принятой терминологией среди пород свиты Ветреный Пояс выделяются три главных вида высокомагнезиальных вулканитов: коматииты, ВКБ и НКБ. Границы между видами приняты условно, так как существуют переходные разновидности, а в стекловатых породах наметить какие-то другие признаки для их разделения, кроме химизма, весьма сложно. Тем не менее основная масса пород, относимая к тому или иному виду, обладает своими отличительными чертами (помимо химизма) как по минеральному составу, так и структурно-текстурным особенностям. Здесь целесообразно более детально остановиться на их характеристике, учитывая, что в ряде пунктов метаморфизм пород не превышает пренит-пумпеллиитовой фации и в них сохраняются первичные минералы, в то время как в других районах Балтийского щита в результате метаморфизма исследователю обычно приходится иметь дело в лучшем случае только с псевдоморфозами по первичным минералам. В этом отношении вулканы Ветреного Пояса можно рассматривать как своеобразный эталон при изучении коматиитовых серий Балтийского щита.

**Коматииты.** Породы с содержанием  $MgO$  более 24 % в составе свиты Ветреный Пояс встречаются сравнительно редко и, вероятно, не превышают 5 % общего объема свиты. Пока они зафиксированы только в составе расслоенных покровов, где слагают нижние кумулятивные части этих тел. Они обычно имеют бурую корку выветривания и матово-черный цвет в свежем изломе. Нередко можно наблюдать столбчатую отдельность. Текстура породы массивная.

Структура порфировая со стекловатой или микролитовой структурой основной массы (рис. 13). Главные минералы представлены оливином и клинопироксеном, из рудных наиболее характерен хромшпинелид. Слабо раскристаллизо-



Рис. 13. Коматиит с порфировой структурой. Увел. 20, без анализатора, гора Голец.



Рис. 14. Скелетные кристаллы оливина (псевдоморфозы) в коматите. Увел. 25, без анализатора, гора Голец.

ванный мезостазис занимает обычно не менее 50 % объема породы. Оливин составляет от 30 до 55 % породы. Форма его кристаллов различна. В шлифах наблюдаются ромбовидные, гексагональные кристаллы (рис. 14). Размеры вкрапленников составляют 0.1—3 мм в поперечнике. У наиболее вытянутых кристаллов их длина приближается к 1 см. По оптическим данным ( $2V = +89$ ,  $-84$ ,  $Ng = 1.704—1.706$ ,  $Np = 1.668—1.700$ ), оливин содержит от 10 до 28 % фаялитовой молекулы, что согласуется с результатами химического анализа (табл. 1). В пределах одного потока состав оливина остается практически постоянным; лишь в редких случаях отмечались зональные кристаллы, у которых центральные части имели (по углу  $2V$ ) более магнезиальный состав ( $Fe_{15}$ ), а краевые — железистый ( $Fe_{28}$ ).

Петрографические наблюдения однозначно показывают, что оливин является первой силикатной фазой, выделявшейся из расплава. Он же наименее устойчив и при метаморфизме. Изменение оливина обычно происходит в несколько стадий. Сначала он замещается иддингситом, а тот в свою очередь превращается в хризотил или тремолит, тальк, хлорит с магнетитом. Клинопироксен в количественном отношении уступает оливину. В некоторых случаях он отсутствует, а в других — достигает 20 % объема коматита. Для клинопироксена характерны две формы развития — таблитчатая и игольчатая. Таблички в шлифах имеют размеры 0.1—3 × 0.2—0.5 мм и в единичных случаях содержат включения оливина. Таблички иногда деформированы, вероятно, в процессе течения лавы. Игольчатый клинопироксен (длиною до 2 мм) более характерен разновидностям, приближающимся к ВКБ.

По оптическим данным ( $2V = 46—49^\circ$ ,  $cNg = 39—42^\circ$ ,  $Ng = 1.706—1.711$ ,  $Np = 1.676—1.686$ ) клинопироксен относится к авгиту. Оптические характеристики не позволяют оценить различие в составе таблитчатого и игольчатого клинопироксенов. Совместно обе формы клинопироксена не наблюдаются, существуют и переходные морфологические разновидности, а также дендритные кристаллы.

В шлифах можно наблюдать, как иглы клинопироксена вырастают на гранях оливина, где, очевидно, появлялись их центры кристаллизации. Это свидетельствует о более позднем формировании клинопироксена. Предполагается, что различие форм связано с условиями кристаллизации расплава. Таблитчатый

Таблица 1

Химический состав магматических минералов из протерозойских вулканитов Ветреного Пояса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	3008	3008a	1782	1782	8508	8508	345-18	345-18	345-18	1782		8508	скв. 14	1778	8372-28175/3	
SiO <sub>2</sub>	39.65	40.54	39.8	40.1	51.04	51.80	55.8	56.7	57.3	0.56	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.11	—	—	0.11	0.13	0.0	0.0	0.0	0.56	0.48	0.56	0.49	0.49	0.34	2.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.52	1.21	—	—	1.85	1.82	1.22	1.31	1.03	13.10	10.76	10.17	12.66	13.43	15.01	9.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.36	—	—	6.69	6.61	8.58	11.56	9.26	35.64	5.56	37.07	1.89	8.93	4.51	35.45
FeO	12.89	12.68	15.01	13.60	6.69	6.61	8.58	11.56	9.26	35.64	29.75	37.07	31.04	27.95	22.18	35.45
MnO	0.20	0.20	—	—	0.06	0.06	—	—	—	—	1.09	0.71	1.12	0.88	0.86	0.45
MgO	45.83	43.34	45.09	45.92	18.18	20.68	17.10	18.66	18.66	1.55	1.67	1.16	1.25	3.05	7.04	2.31
CaO	0.07	0.92	0.24	0.19	18.76	17.34	12.06	13.59	13.37	0.17	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.00	Сл.	—	—	—	—	0.59	0.61	0.37	0.94	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	—	—	—	—	0.0	0.0	0.0	0.0	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0.08	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0.55	0.63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.13	0.00	0.0	0.82	0.58	0.0	0.0	0.0	46.96	50.19	48.53	51.42	43.94	48.97	48.89
NiO	0.14	0.14	—	—	0.11	0.12	—	—	—	—	0.08	0.23	0.0	0.04	0.07	0.05
CoO	0.16	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.03	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12
Сумма	100.4	100.37	100.46	99.82	97.63	98.63	99.35	100.85	100.01	100.18	99.58	99.24	99.87	99.24	99.01	99.26

Примечание. 1. Оливины: 1 — коматит, Б. Левгора; 2 — ВКБ, Б. Левгора; 3 — ВКБ, край зерна, гора Шапочка (Богатиков и др., 1984); 4 — то же, центр зерна. Клинопироксены: 5—6 — НКБ, гора Голец (определения В. Ф. Смолькина); 7 — 9 — НКБ, р. Каля (Богатиков и др., 1984). Хрошенилыды: 10 — ВКБ, гора Шапочка (Богатиков и др., 1984); 11 — ВКБ, средний из 12, гора Голец (Слюсарев, 1984); 12 — НКБ, средний из 4, гора Голец (определения В. Ф. Смолькина); 13 — пироксеновый НКБ, средний из 8, гора Шапочка (Слюсарев, 1984); 14 — пироксеновый НКБ, средний из 7, гора Шапочка (определения А. Н. Пласенко); 15 — оливиновый НКБ, р. Ундоша (определения А. Н. Пласенко); 16 — НКБ, Лумбасурейская структура (определения В. Ф. Смолькина); Прочерк (—) в строке здесь и далее означает, что данный компонент не определялся. Содержания окислов здесь и далее даны в процентах.



образовывался при медленном охлаждении расплава, а игольчатый — в условиях резкого переохлаждения. Клинопироксен по сравнению с оливином чаще сохраняется в неизменном виде, однако в измененных разновидностях он замещается частично или полностью амфиболом ряда актинолит—тремолит, реже хлоритом.

Хромшпинелид наблюдается как в виде хорошо ограненных кристаллов, так и в виде округлых зерен диаметром до 0.04 мм в оливине. Средний химический состав центральных частей зерен приведен в табл. 1. При изменениях породы хромшпинелид обычно обрастает каймой магнетита.

Магнетит по характеру развития может быть разделен на два вида. Магнетит I (титаномagnetит?) представлен пылевидными образованиями, возникшими при кристаллизации стекловатой фазы породы. Магнетит II — также обычно пылевидный — возникал при замещении первичных темноцветных минералов (преимущественно оливина). Иногда он концентрируется в тонкие прожилки внутри контуров оливина. Сульфиды в коматитах встречаются редко.

Мезостазис в свежих разновидностях представляет собой тонко раскристаллизованное стекло основного состава. Иногда оно превращается в агрегат плагиоклаза и клинопироксена со структурой, близкой к вариолитовой. При метаморфизме мезостазис становится по составу актинолит-альбитовым.

**Высокомагнезиальные коматитовые базальты.** Это породы с содержанием MgO от 14 до 24 %. Составляют около 50 % объема вулканогенной толщи, слагая как целые потоки, так и отдельные части расслоенных покровов. Слабоизмененные ВКБ имеют буроватую корку выветривания, темную окраску в свежем изломе. Измененные ВКБ характеризуются светло-зеленой окраской; текстура породы массивная, часто подушечная, иногда миндалекаменная. Структура порфировая (рис. 15), спинифекс (рис. 16), гломеропорфировая с микроспинифекс основной массы (рис. 17). Подобные структуры иногда называют порфировый спинифекс (Naldrett, Mason, 1968). Спинифекс может быть как оливинового (рис. 18), так и оливин-пироксенового (рис. 19) типов. Главные породообразующие минералы представлены оливином, клинопироксеном, реже плагиоклазом. Мезостазис в зависимости от степени раскристаллизации составляет от 5—10 до 90 %.



Рис. 15. ВКБ с порфировой структурой. Увел. 20, без анализатора, гора Мяндуха.

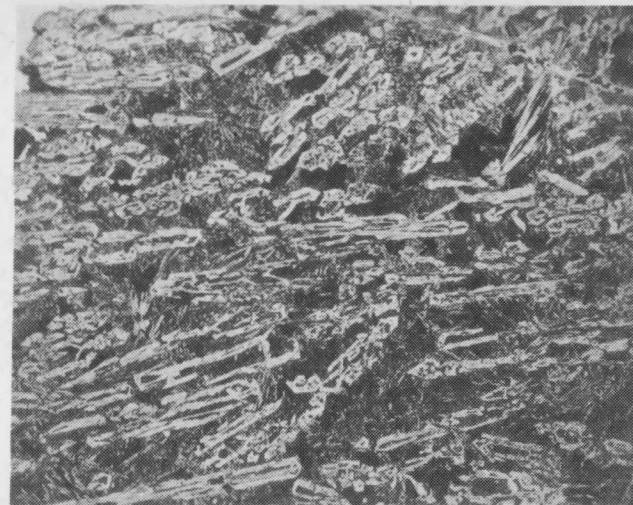


Рис. 16. ВКБ со структурой спинифекс. Увел. 20, без анализатора, гора Голец.

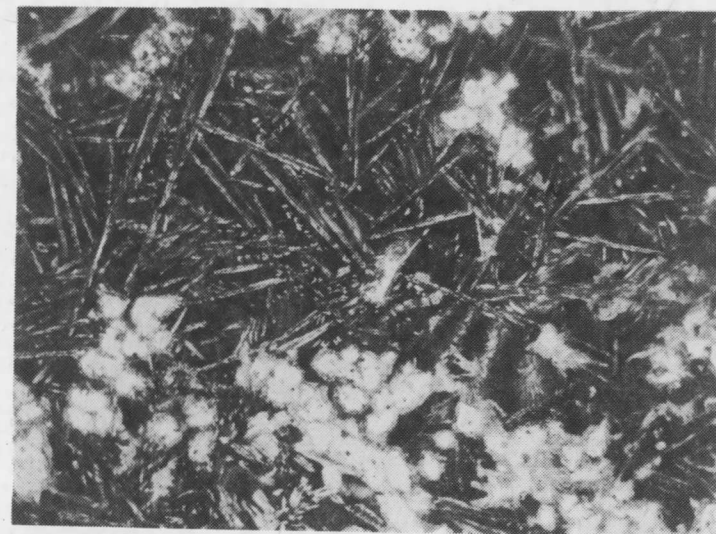


Рис. 17. ВКБ с гломеропорфировой структурой (светлые кристаллы-псевдоморфозы по оливину) и микроспинифекс пироксенового типа. Увел. 20, без анализатора, гора Мяндуха.

Оливин является главным породообразующим минералом, содержание которого варьирует от 15 до 35 %. По форме и размерам кристаллов можно выделить три группы оливинов, вероятно, соответствующие трем генерациям. Оливин I имеет хорошую огранку; в шлифах преобладают ромбовидные, прямоугольные и гексагональные сечения размером более 1 мм. По своим морфологическим признакам он аналогичен оливинам из коматитов (рис. 20). Химический состав также довольно близок (табл. 1).

Оливин II также изометричной формы, но гораздо меньших размеров (0.1—0.7 мм). Довольно часто наблюдается скопление кристаллов, что придает породе гломеропорфировую структуру. Оптические константы ( $2V = -87-88^\circ$ ,  $n_g = 1.704-1.711$ ,  $N_p = 1.668-1.672$ ) указывают на его принадлежность к хризолиту с содержанием 14—20 % Fa.

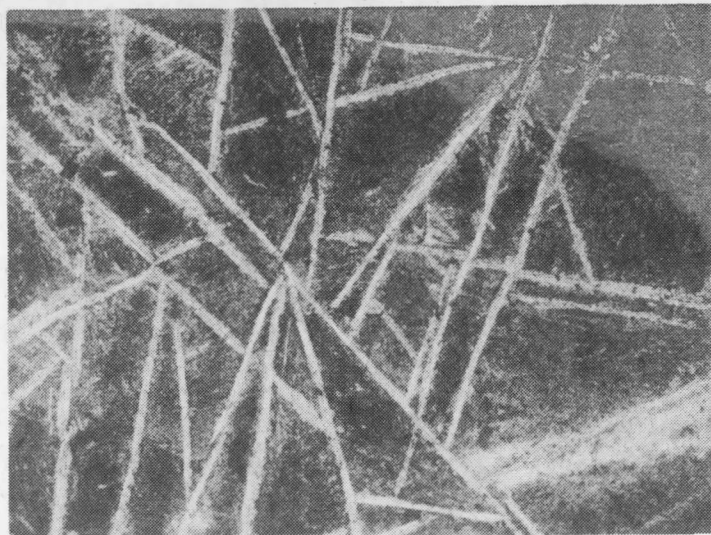


Рис. 18. ВКБ со структурой спинифекс оливинового типа. Увел. 20, без анализатора, гора Голец.

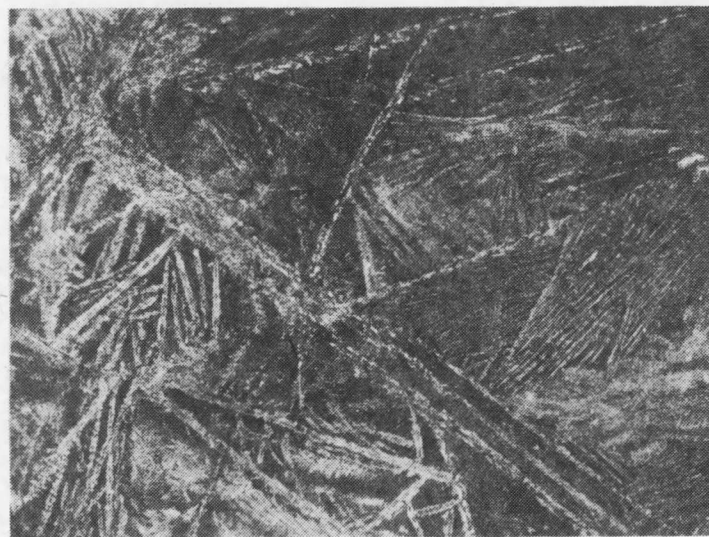


Рис. 19. ВКБ со структурой спинифекс оливин-пироксенового типа. Более длинные пластинки оливина (псевдоморфозы) образуют «каркас», в ячейках которого кристаллизуются клинопироксены. Увел. 20, без анализатора, Большая Левгора.

Оливин III пластинчатой формы в свежем виде не наблюдался. Он псевдоморфно замещен вторичными силикатами. Нередко эти пластинки непосредственно вырастают из вершин кристаллов оливина II и создают микроспинифекс-структуру оливинового типа.

Оливины наименее устойчивы к процессам метаморфизма по сравнению с другими минералами. По-видимому, изменение пород происходило не в один этап, и поэтому набор вторичных минералов, псевдоморфно замещающих оливин, довольно широк. В разных потоках и участках ими являются: идингсит, серпентин, тальк, тремолит, пиррофиллит, реже кварц, эпидот и биотит.

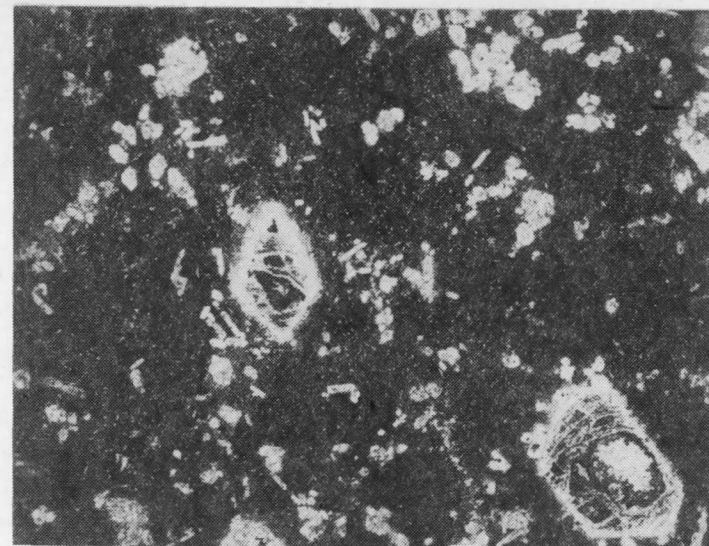


Рис. 20. ВКБ с порфировой структурой и двумя генерациями оливина. Увел. 20, без анализатора, Большая Левгора.

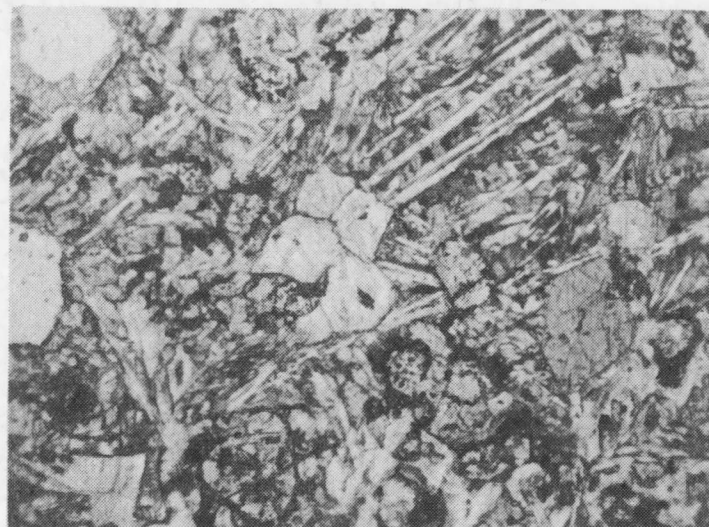


Рис. 21. ВКБ из расслоенного покрова. Длинные лейсты — плагиоклаз, светлые изометричные кристаллы — клинопироксен; черный магнетит оконтуривает замещенные кристаллы оливина. Увел. 20, без анализатора, гора Мяндуха.

Клинопироксен обычно играет второстепенную роль. В ряде случаев при слабой раскристаллизации ВКБ он вообще отсутствует, и только в хорошо раскристаллизованных разновидностях в расслоенных покровах его содержание достигает 20 % и более. Как правило, клинопироксен представлен скелетными формами. Иглы его длиной до 1 мм при толщине 0.03—0.05 мм создают вместе с пластинками оливина микроспинифекс-структуру. Нередко можно наблюдать пироксен в виде живописных метелок на фоне бурого стекловатого мезостазиса. Значительно реже встречается клинопироксен таблитчатого и брусковидного облика. Он принадлежит к группе авгита ( $cNg = 42^\circ$ ,  $2V = 40-45^\circ$ ,  $Ng = 1.695-$



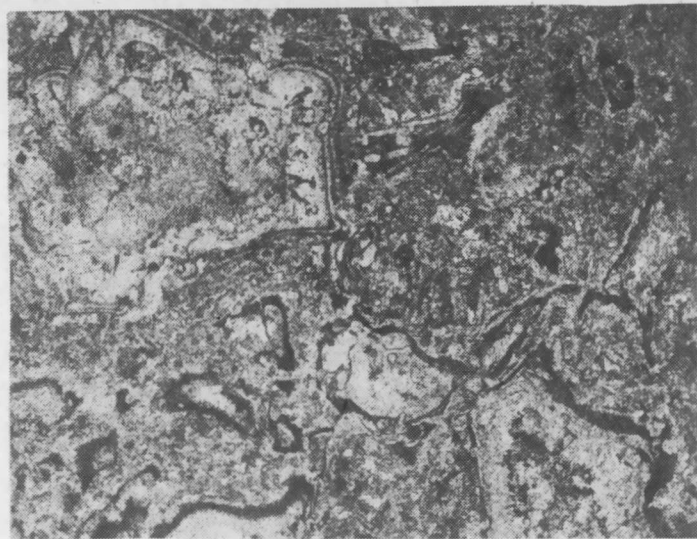


Рис. 22. Гиалокластит НКБ. Увел. 25, без анализатора. Гора Мяндуха.



Рис. 23. Раскристаллизованный (плагиоклазсодержащий) оливинный НКБ с гломеропорфировой структурой. Изометричные светлые кристаллы — псевдоморфозы по оливиному. Светлые лейсты — плагиоклаз, иногда в сростании с клинопироксеном. Увел. 20, без анализатора. Гора Мяндуха.

1.710,  $n_p = 1.676-1.684$ ) с высоким содержанием СаО (табл. 1). Таблички достигают длины 2 мм при ширине до 0.5 мм и толщине 0.3 мм. Бруски с квадратным сечением 0.04—0.25 мм<sup>2</sup> имеют длину 4—5 мм. Пластинки клинопироксена иногда заключают в себе оплавленные, резорбированные зерна оливины, что с несомненностью доказывает более раннее выделение оливины из расплава.

Плагиоклаз встречается только в хорошо раскристаллизованных разновидностях (рис. 21), обычно в расслоенных потоках, и содержит до 65 % анортитовой молекулы.

Мезостазис ВКБ раскристаллизован в разной степени и, кроме того, подвержен различным метаморфическим преобразованиям. В измененных разновидностях он нацело замещен вторичными минералами: актинолитом, хлоритом,

эпидотом, альбитом и др. У свежих ВКБ мезостазис имеет бурую окраску и представляет собой сферолитоподобный агрегат клинопироксена по стеклу. Вероятно, состав стекла отвечал составу клинопироксена. Неизмененное стекло сохраняется очень редко и иногда наблюдается в шлифах из зон закалок лавовых подушек и в гиалокластитах (рис. 22). Структура этого стекла микрополосчатая — чередуются тончайшие полоски светлой и темной окраски. Рудные минералы представлены: хромшпинелидами в виде мелких изометричных кристаллов (сотые доли миллиметра) с буроватой окраской в шлифах, магнетитовой пылью и мелкими зернами сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит). Химический анализ хромшпинелида из ВКБ с участка Шапочка приведен в табл. 1.

**Низкомагнезиальные коматиитовые базальты.** Породы с содержанием MgO от 9 до 14 % по минеральному составу можно разделить на три главные разновидности: оливиновые, пироксеновые и плагиопироксеновые. Две последние встречаются только в расслоенных потоках. Оливиновые НКБ, составляющие около 1/3 общего объема вулканитов, также разделяются и по текстурно-структурным признакам. В целом оливиновые НКБ, особенно с порфировой структурой, при большом количестве стекловатой фазы в полевых условиях трудно отделить от ВКБ с подобными же структурами. В таких случаях до проведения более тонких диагностических исследований высокомагнезиальные породы можно называть коматиитовыми базальтами без соответствующих прилагательных (низко- или высокомагнезиальный). Иногда помогает отделить НКБ от ВКБ количество модалового оливина в породе. В первых его содержание обычно не превышает 20 %, а во вторых их, как правило, больше. Минералогия оливиновых НКБ изучена слабо, поэтому и описание здесь не приводится.

НКБ со структурой спинифекс наблюдаются только в расслоенных потоках. Структура по названию образующих ее минералов может быть разделена на оливиновый, оливин-пироксеновый и пироксеновый типы. Оливин в этих структурах не сохраняется, и только псевдоморфозы показывают преимущественно пластинчатую его форму. Пироксен обычно игольчатый, нередко дендритный. Этот тип структуры в литературе часто описывается как беспорядочно ориентированный спинифекс. Своеобразную лучистую структуру, близкую к спинифексу, иногда образует и плагиоклаз (рис. 23).

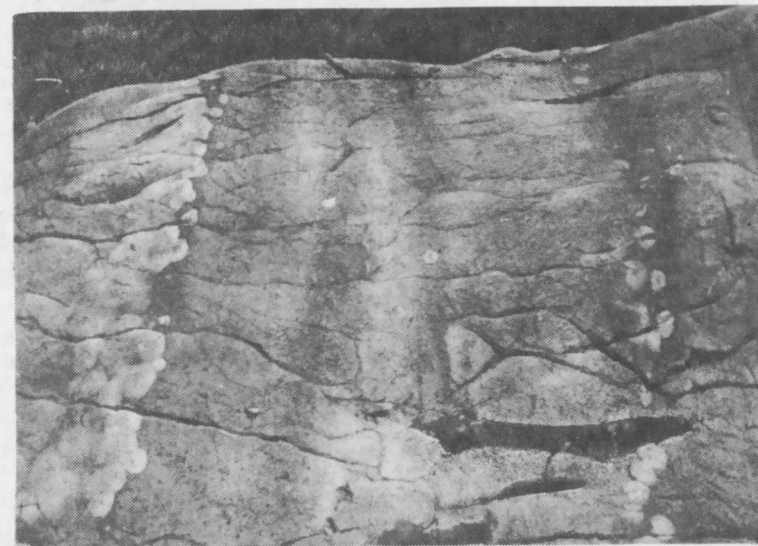


Рис. 24. Пироксеновые НКБ с полосчатой текстурой и вариолитовой структурой. Руч. Колозерский.

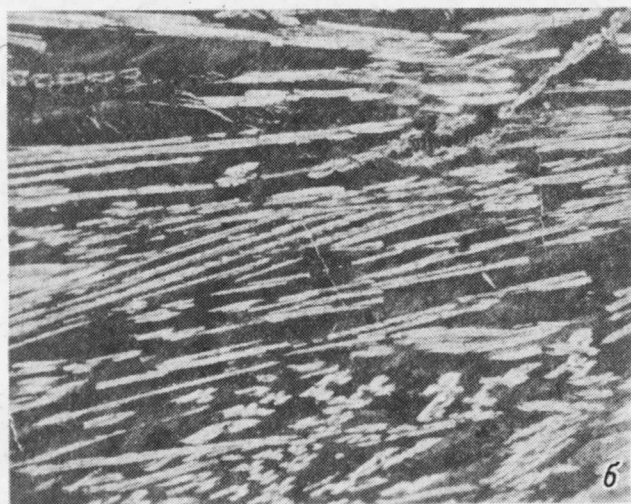
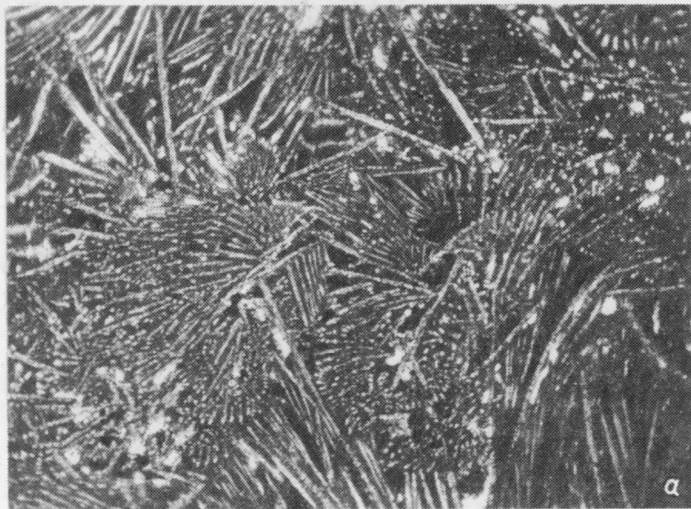


Рис. 25. Пироксеновые НКБ со структурой спинифекс. Увел. 20, без анализатора. Гора Голец (а), Большая Левгора (б).

Пироксеновые НКБ в расслоенных потоках либо переслаиваются оливин-содержащими НКБ, либо образуют мощные (до 10 м и более) горизонты, как, например, на высотах Голец, Шапочка, Большая Левгора, ручье Колозерском и р. Иксе.

Текстура породы массивная, иногда полосчатая (рис. 24). Структура спинифекс (рис. 25), вариолитовая, изредка порфировая. Минеральный состав типичной породы весьма ограничен: пироксен (от 20 до 40 %) и хромшпинелид; остальная часть приходится на стекловатый мезостазис. В некоторых разновидностях присутствуют единичные псевдоморфозы по оливиному и плагиоклазу (в хорошо раскристаллизованных разновидностях). Пироксен, как правило, имеет игольчатый облик, изредка призматический. Иглы в породе со структурой спинифекс иногда достигают длины 20 см и обычно ориентированы перпендикулярно полосчатости. Нередко иглы пироксена имеют зональное строение. Центральная часть образована пижонитом с углом оптических осей, близким

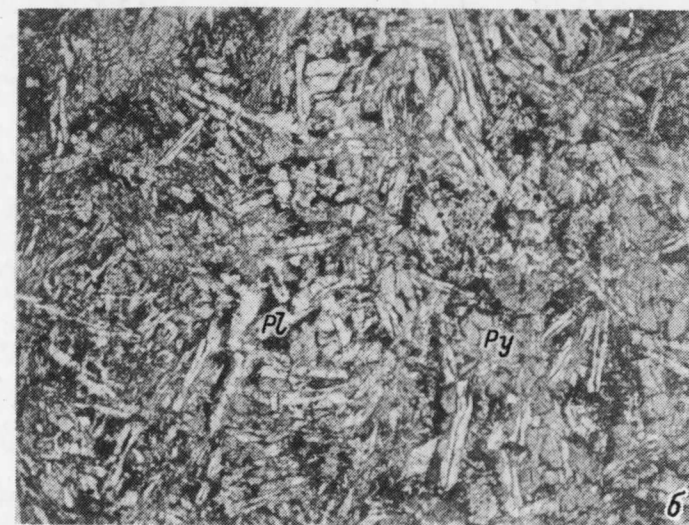
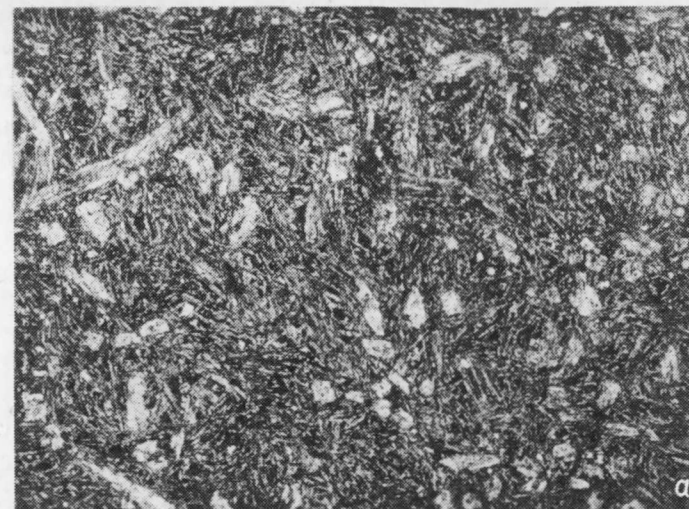


Рис. 26. Плагиопироксеновый НКБ с порфировидной (а) и толентовой (б) структурами. Увел. 20, без анализатора. Гора Голец.

к нулю. Периферическая часть кристаллов, а также все незональные пироксены представлены авгитом ( $2V=41-48^\circ$ ,  $cNg=39-48^\circ$ ), и они мало отличаются от клинопироксенов других разновидностей пород коматинитовой серии.

При метаморфизме клинопироксен замещается актинолитом. Рудные минералы, составляющие около 1 % породы, представлены хромшпинелидами (табл. 1) и сульфидами (пирит и пирротин). Последние обычно образуют тонкие прожилки и метакристаллы, свидетельствующие об их поздне- и постмагматическом генезисе. Мезостазис в свежих разновидностях темно-бурого цвета, нередко содержит мелкие миндалинки, выполненные халцедоном. При раскристаллизации стекло превращается в тонкие сrostки эвтектоидного типа клинопироксена и плагиоклаза.

Плагиопироксеновые НКБ встречаются в расслоенных потоках и, вероятно, также образуют силлоподобные и дайкообразные тела. Эти породы наиболее раскристаллизованы, мезостазис порой не превышает 5—10 % породы. Они



темные со стекловатым блеском и серо-зеленой коркой выветривания. Текстура массивная, изредка трахитоидная. Структура представлена двумя разновидностями: толеитовой и порфиroidной с вариолитовой основной массой (рис. 26).

Главные минералы породы — плагиоклаз и клинопироксен, находящиеся примерно в равном количестве. Изредка встречаются кварц, биотит и хлорофит(?), а также псевдоморфозы по оливину. Клинопироксен имеет призматическую и игольчатую формы, которые вместе не встречаются. Призматические кристаллы длиной до 2 см нередко сдвойникованы и по оптическим данным отвечают авгиту ( $2V=45-48^\circ$ ,  $cNg=39-42^\circ$ ). Иногда они образуют тесное срастание с плагиоклазом, свидетельствующим об их совместной кристаллизации.

Игольчатый клинопироксен длиной до 3 см изредка характеризуется зональным строением, причем центральная часть кристалла сложена пижонитом, а периферическая авгитом. Эта разновидность плагиопироксеновых НКБ фактически представляет собой хорошо раскристаллизованные пироксеновые НКБ. В целом они более магнезиальные, чем НКБ с толеитовой структурой. В процессе изменения клинопироксен замещается актинолитом ( $cNg=14-16^\circ$ ,  $2V=72-75^\circ$ ).

Плагиоклаз наблюдается, как правило, в виде лейст и табличек длиной 0.5—3 мм или в срастании с клинопироксеном. Обычно отмечаются зональное строение плагиоклаза и его двойникование по альбитовому закону. По составу плагиоклаз относится к группе лабрадора (51—65 % An), а центральные части кристаллов более основные.

Иногда встречаются скелетные (футлярообразные) кристаллы плагиоклаза в тонкораскристаллизованном мезостазисе, свидетельствующие, вероятно, о кристаллизации их в условиях переохлаждения. Плагиоклаз начинал кристаллизоваться после клинопироксена, но в разновидностях с толеитовой структурой их кристаллизация завершилась в условиях эвтектики. При метаморфизме плагиоклаз замещается тонкозернистым агрегатом эпидота—клиноцоизита и частично альбита.

Мезостазис обычно раскристаллизован, и стекловатое вещество сохраняется редко. Основная масса породы представляет собой тонкозернистый агрегат клинопироксена и плагиоклаза, образовавшихся, по-видимому, в эвтектоидных условиях.

Из рудных минералов, количество которых достигает 3 %, преобладает титаномagnetит, представленный скелетными кристаллами и рудной пылью в мезостазисе. Хромшпинелид в виде хорошо ограненных кристаллов, заключенных обычно в силикатах, встречается реже, чем в других породах серии. Но шире развиты пирротин, пирит и халькопирит по сравнению с теми же породами.

Пирокластические породы, связанные с коматитами и коматиитовыми базальтами, встречаются очень редко. Чаще наблюдаются гиадокластиты в ассоциации с подушечными лавами. Широкий спектр измененных пород в результате метаморфизма как с привнесением вещества, так и без него наблюдается практически в виде непрерывной полосы шириной до 1.5 км вдоль Северного глубинного разлома. Подобные породы развиты и вдоль других зон деформаций в пределах лавового поля. Однако в целом степень метаморфизма невысока, не превышает биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

#### ХИМИЗМ

Петрохимия вулканитов свиты Ветреный Пояс изучалась довольно подробно как в процессе геолого-съемочных и разведочных работ, так и во время специальных исследований. Общее количество силикатных анализов, полученных по данной свите, составляет несколько сотен. В настоящей работе публикуются

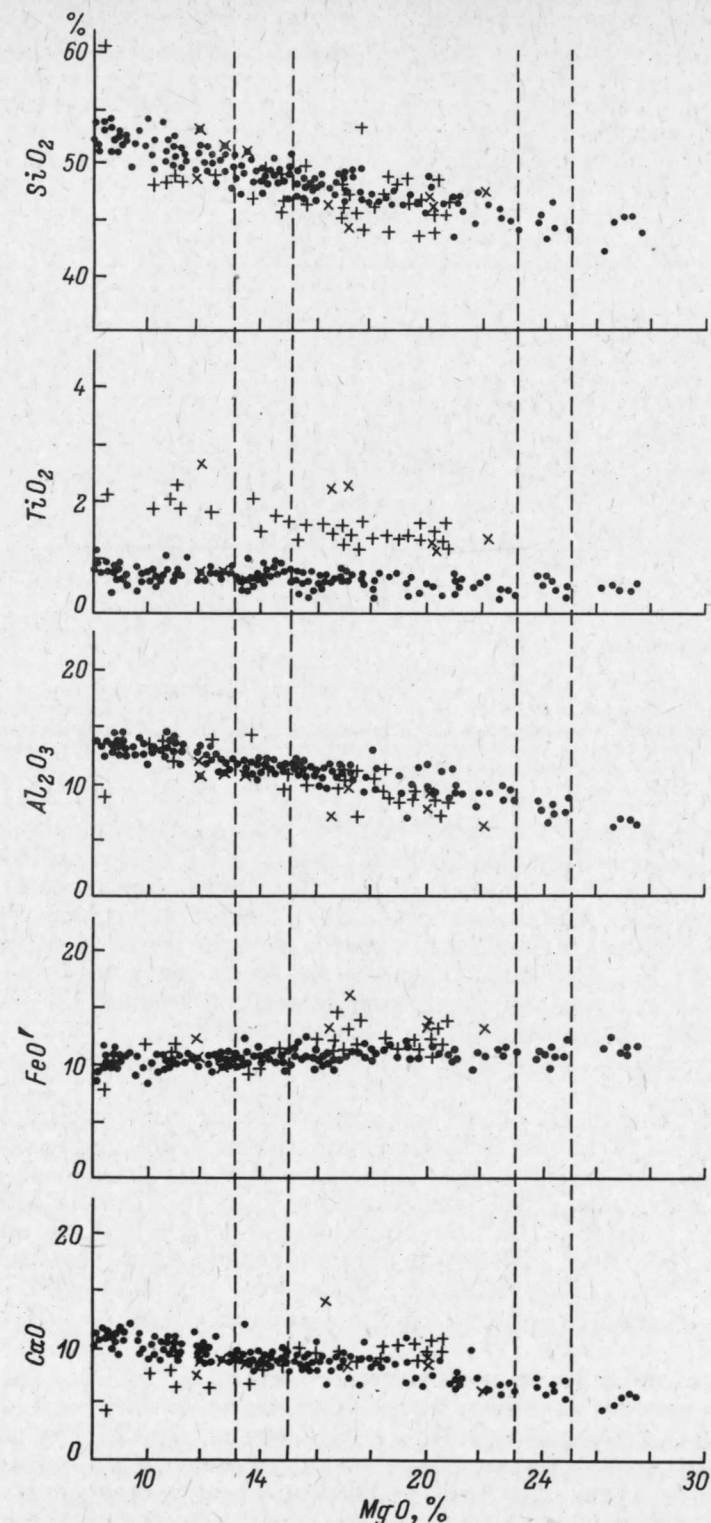


Рис. 27. Вариационная диаграмма высокомагнезиальных вулканитов нижнего протерозоя Ветреного Пояса, Онежской структуры и Кольского полуострова.

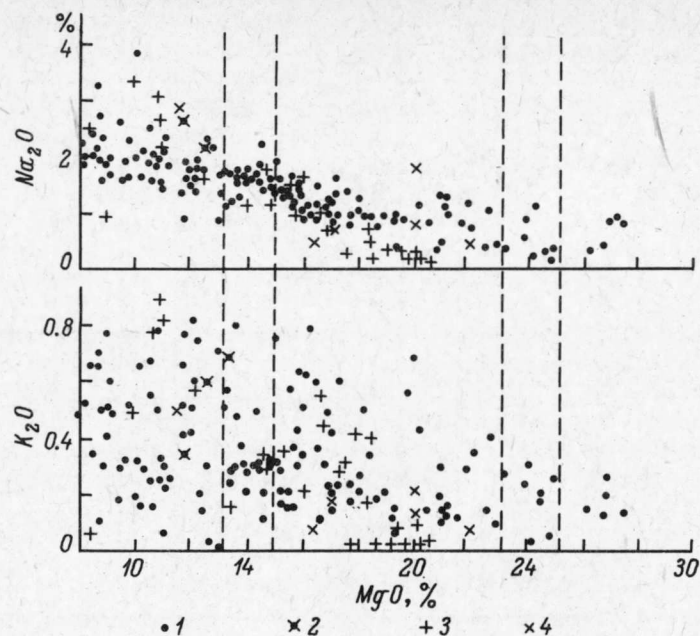


Рис. 27. (Продолжение).

1 — вулканы свиты Ветреный Пояс, 2 — средние составы коматиитовых базальтов сейдореченской и полисарской свит (Имандра-Варзугская... 1982), 3 — вулканы суйсарской свиты Онежской структуры (с частичным использованием данных А. П. Светова), 4 — средние составы пикробазальтов и оливиновых базальтов умбинской свиты и томинской серии (Имандра-Варзугская... 1982), печенгской (Кольская сверхглубокая, 1984) и южнопеченгской (Скуфьин, 1976) серий.

наиболее характерные анализы, в основном выполненные в лабораториях Института геологии Карельского филиала АН СССР. Более полная информация о составе пород коматиитовой серии Ветреного Пояса нашла отражение на вариационной диаграмме (рис. 27). Серия характеризуется широким спектром составов, где наибольшее колебание отмечается по MgO (7—27 %) и SiO<sub>2</sub> (42—54 %). Меньшие вариации наблюдаются для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6—15 %) и CaO (7—13 %). Довольно выдержано низкое содержание TiO<sub>2</sub> — 0.25—1.0 %, возрастающее с падением магнезиальности пород.

Каждая выделенная порода характеризуется своими специфическими чертами.

**Коматииты.** Это наиболее магнезиальные породы с содержанием MgO от 22.9 до 27.5 % (табл. 2) и наименее кислые (SiO<sub>2</sub>, за исключением двух анализов, не превышает 45 %). Для них типичны пониженные по сравнению с другими породами серии концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.07—9.15 %), CaO (4.5—70.6 %), TiO<sub>2</sub> (0.25—0.63 %), Na<sub>2</sub>O (0.14—1.12 %), K<sub>2</sub>O (0.01—0.27 %), ZnO (0.008 %), Li<sub>2</sub>O (0.0011 %), Rb<sub>2</sub>O (0.0008 %), но повышенные — Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.155—0.42 %), NiO (0.02—0.2 %), CoO (0.003—0.017). Отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется от 0.7 до 1.0 (в среднем около 0.9), а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> — от 12.3 до 35 (в среднем около 17).

**Высокомагнезиальные коматиитовые базальты.** Эти породы по геохимическим параметрам занимают промежуточное положение между коматиитами и НКБ (табл. 3). Содержание MgO колеблется от 14 до 22.7 %, а концентрация SiO<sub>2</sub>, как правило, превышает 45 % (за исключением двух анализов), достигая иногда 49.2 %. Количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO возрастает по сравнению с коматиитами и достигает максимальных значений до 12 и 10.1 % (соответственно). Увеличивается также содержание щелочей, в том числе Li<sub>2</sub>O (0.0018—0.0032 %) и

Таблица 2

Химический состав коматиитов свиты Ветреный Пояс

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
	1014-1	521-6	3014-3	1014г	1323	504	1006	3008 г.
SiO <sub>2</sub>	44.54	44.12	44.65	45.32	43.74	43.32	43.80	46.22
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.31	0.63	0.62	0.55	0.55	0.45	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.15	7.98	8.01	7.61	7.93	6.49	7.10	7.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.32	4.15	3.46	1.92	1.85	4.01	4.18	2.22
FeO	7.15	7.07	7.93	9.77	7.95	7.24	7.11	9.18
MnO	0.22	0.21	0.21	0.186	0.18	0.20	0.17	0.195
MgO	22.88	23.14	23.86	23.87	23.92	24.22	24.35	24.39
CaO	6.84	6.44	6.86	6.86	6.79	6.26	6.20	6.76
Na <sub>2</sub> O	0.42	0.28	0.50	0.90	—	0.22	0.25	1.12
K <sub>2</sub> O	0.08	0.27	0.25	0.30	—	0.01	0.18	0.20
H <sub>2</sub> O	0.25	0.30	0.24	0.19	0.17	0.38	0.48	0.32
П. п. п.	3.77	5.41	3.36	1.83	6.90	6.43	5.74	0.96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.24	0.23	0.42	0.17	0.43	0.27	0.155
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0.078	Сл.	0.013	0.008	0.026
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.05	0.27	0.05	0.009	0.09	0.053
NiO	0.10	0.10	0.13	0.092	0.02	0.12	0.076	0.142
CoO	—	—	—	0.016	Сл.	0.012	0.014	0.016
CuO	0.01	0.004	0.007	0.008	Сл.	—	—	0.008
Сумма	100.43	100.18	100.45	100.32	100.22	99.90	100.49	100.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	32.7	25.7	12.7	12.3	14.4	11.8	15.7	16.1

Таблица 2 (продолжение)

Окислы	9	10	11	12	13	14	15	16
	521-8	71	75в	1019	30086	3008а	1787	525
SiO <sub>2</sub>	41.12	43.84	42.30	44.21	44.54	44.55	43.74	42.94
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.43	0.40	0.40	0.41	0.41	0.43	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.74	6.97	6.34	6.20	7.19	6.84	7.08	6.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.87	3.52	4.92	2.96	2.20	2.34	2.08	2.16
FeO	6.10	8.84	6.97	9.98	8.82	9.07	8.90	9.90
MnO	0.20	0.17	0.20	0.24	0.18	0.18	0.19	0.22
MgO	24.64	24.91	26.19	26.60	26.75	26.89	27.03	27.48
CaO	7.06	5.30	4.43	5.02	5.76	5.57	5.04	5.76
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.29	0.27	0.44	0.90	0.90	0.84	0.73
K <sub>2</sub> O	0.08	0.25	0.15	0.12	0.25	0.20	0.18	0.12
H <sub>2</sub> O	0.26	0.46	0.34	0.24	0.50	0.50	0.27	0.33
П. п. п.	5.24	4.83	6.93	3.48	2.39	2.58	3.11	2.91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.17	0.40	0.24	0.346	0.286	0.42	0.55
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.02	0.03	0.03	0.026	0.014	0.05	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.11	0.06	0.05	0.051	0.035	0.09	0.03
NiO	0.10	0.05	0.12	0.07	0.162	0.152	0.17	0.20
CoO	—	0.014	0.01	0.0028	0.014	0.017	0.014	0.009
CuO	0.006	—	—	Сл.	0.008	0.006	0.008	0.01
Сумма	100.14	100.19	100.11	100.32	100.53	100.57	99.63	99.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	34.96	16.2	15.7	15.5	17.5	16.68	—	12.39

Примечание. Участки: 1—7, 9—12, 16 — гора Голец; 8, 13 — Б. Левгора; 15 — гора Шапочка.

Rb<sub>2</sub>O (0.0007—0.0026 %); концентрация цезия во всех породах серии фактически остается постоянной (0.0007—0.0008 %). В целом снижаются содержания хрома и никеля, несколько повышается количество титана.

Отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> меняется от 11.4 до 35 (в среднем около 20), CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — от 0.62 до 1.2 (в среднем около 0.8).



Таблица 3

Химический состав высокомагнезиальных коматитовых базальтов свиты Ветреный Пояс

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	3062а	3062д	3062е	3062в	1023	3062г	3076г	1014а	1016-1
SiO <sub>2</sub>	49.18	49.11	48.76	49.21	49.10	48.98	49.23	47.74	47.96
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.96	0.72	0.97	0.74	0.96	0.72	0.76	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.78	11.34	11.41	11.07	12.00	11.39	11.38	11.02	11.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.57	2.07	1.79	1.60	1.38	1.42	1.26	1.86	2.13
FeO	9.28	8.80	8.95	9.30	8.93	9.33	8.99	9.05	8.68
MnO	0.19	0.18	0.19	0.19	0.17	0.21	0.18	0.19	0.41
MgO	14.05	14.15	14.20	14.32	14.44	14.50	14.50	14.79	14.80
CaO	8.81	9.31	9.13	9.74	8.60	9.75	8.86	9.66	9.96
Na <sub>2</sub> O	1.60	1.65	1.60	1.55	2.31	1.35	1.50	1.77	1.72
K <sub>2</sub> O	0.35	0.32	0.47	0.25	0.10	0.30	0.20	0.30	0.31
H <sub>2</sub> O	0.31	0.17	0.09	0.21	0.17	0.17	0.31	0.19	0.22
П. п. п.	1.59	1.83	1.91	1.41	2.29	1.47	2.80	1.94	2.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.136	0.13	0.13	0.14	0.16	0.14	0.20	0.19	0.13
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.048	—	0.056	0.03	0.047	0.026	0.006	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.088	0.09	0.12	0.084	0.096	0.07	0.11	0.10
NiO	0.03	0.027	0.06	0.027	0.046	0.035	0.05	0.02	0.06
CoO	0.007	0.007	—	0.006	0.011	0.007	0.008	0.006	—
CuO	0.021	0.023	0.007	0.02	0.002	0.04	0.006	0.015	0.005
Сумма	99.96	100.22	99.53	100.21	100.56	100.35	100.30	99.66	100.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	13.08	11.81	15.85	11.41	16.22	11.86	15.8	14.5	15.55

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	3023б	3076д	3023ж	3077з	581	3036в	3059б	3066д	586
SiO <sub>2</sub>	48.64	48.23	49.18	48.55	46.80	48.18	46.77	47.88	47.47
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.72	0.61	0.67	0.34	0.55	0.55	0.60	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.36	11.59	10.85	11.03	11.02	10.93	11.51	11.35	10.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.40	1.97	1.73	1.04	2.94	1.22	1.36	0.98	2.80
FeO	8.93	8.37	8.80	9.69	9.28	8.75	9.15	9.35	9.77
MnO	0.17	0.18	0.17	0.23	0.19	0.16	0.18	0.17	0.09
MgO	15.08	15.25	15.28	15.40	15.41	15.42	15.52	15.56	15.66
CaO	9.22	9.34	8.48	9.07	8.70	8.04	8.00	9.50	8.80
Na <sub>2</sub> O	1.55	1.30	2.11	1.30	1.41	1.30	1.55	1.41	1.05
K <sub>2</sub> O	0.27	0.20	0.44	0.20	0.16	0.95	0.58	0.17	0.14
H <sub>2</sub> O	0.21	0.37	0.48	0.24	0.16	0.28	0.28	0.17	0.19
П. п. п.	2.17	1.97	1.30	2.40	4.00	3.57	4.28	2.82	4.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.20	0.15	0.18	—	0.16	0.16	0.12	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	0.02	0.068	—	0.02	0.06	0.03	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.05	0.056	0.05	0.07	0.05	0.05	0.04
NiO	0.06	0.05	0.06	0.051	0.0158	0.08	0.07	0.06	0.06
CoO	0.01	0.007	0.009	0.0064	0.0042	0.009	0.01	0.009	0.004
CuO	0.01	0.009	0.01	0.010	—	0.01	0.008	0.014	Сл.
Сумма	99.97	99.87	99.93	100.25	100.51	99.72	100.09	100.27	100.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.62	16.10	17.79	16.46	32.41	19.87	20.93	18.92	36.14

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	3066б	1148	220	3066и	3066л	67	3552а	3066ж	516
SiO <sub>2</sub>	47.58	47.52	48.64	47.66	47.42	46.80	45.76	47.20	46.45
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.70	0.54	0.60	0.70	0.72	0.72	0.60	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.04	10.58	9.53	10.90	11.02	10.79	11.52	10.79	10.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.54	1.37	2.07	1.18	1.35	2.02	0.82	1.21	1.15
FeO	9.14	9.42	8.43	9.25	9.14	8.96	10.19	9.38	9.22
MnO	0.18	0.22	0.20	0.16	0.14	0.23	0.19	0.17	0.20
MgO	15.86	15.88	16.00	16.06	16.47	16.50	16.55	17.01	17.06
CaO	8.81	7.60	7.92	8.87	7.58	9.12	6.47	8.56	9.66
Na <sub>2</sub> O	1.50	1.65	1.05	1.16	1.44	1.21	0.85	0.92	0.90
K <sub>2</sub> O	0.30	0.43	0.55	0.15	0.37	0.09	0.60	0.22	0.20
H <sub>2</sub> O	0.19	0.34	0.21	0.32	0.35	0.14	0.29	0.47	0.36
П. п. п.	2.71	3.94	4.19	3.24	3.87	3.38	5.49	3.45	2.70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.17	0.22	0.15	0.24	0.23	0.24	0.18	0.20
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	—	0.04	0.03	0.03	0.08	0.054	0.04	0.025
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.08	0.05	0.055	—	0.071	0.05	0.084
NiO	0.06	0.03	0.04	0.07	0.06	0.04	0.076	0.07	0.049
CoO	0.009	0.005	0.006	0.01	0.008	0.00116	0.007	0.01	0.008
CuO	0.014	—	—	0.006	0.006	—	0.01	0.008	0.001
Сумма	99.82	99.92	99.75	99.91	100.25	100.39	99.91	100.42	99.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.09	15.11	17.65	18.17	15.74	14.99	16	17.98	15.6

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	3076е	1016-2	1019в	3054в	1014-6	521-3	3014-17	1014в	3076б
SiO <sub>2</sub>	48.13	47.13	47.14	49.36	46.80	46.22	46.67	46.76	47.35
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.66	0.57	0.54	0.34	0.32	0.65	0.68	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.21	10.46	8.87	10.58	12.51	10.56	9.91	8.77	10.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.31	2.67	2.08	2.17	1.07	2.07	2.67	3.31	1.53
FeO	8.37	8.23	9.78	8.89	9.03	9.12	8.81	8.33	8.80
MnO	0.20	0.38	0.24	0.184	0.24	0.21	0.20	0.186	0.19
MgO	17.04	17.53	17.54	17.57	17.96	18.10	18.35	18.55	18.85
CaO	8.07	9.31	10.10	6.65	8.16	8.72	8.33	8.50	8.66
Na <sub>2</sub> O	0.85	0.95	0.76	1.35	1.00	0.96	0.93	0.70	0.90
K <sub>2</sub> O	0.15	0.22	0.18	0.50	0.20	0.50	0.35	0.14	0.20
H <sub>2</sub> O	0.25	0.16	0.16	0.15	0.21	0.24	0.17	0.28	0.24
П. п. п.	3.46	2.48	2.15	2.17	2.49	2.91	2.56	2.63	2.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.17	0.25	0.078	0.16	0.19	0.21	0.50	0.24
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	—	0.03	0.024	—	—	—	0.10	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.04	0.06	0.119	0.09	0.07	0.08	0.02	0.09
NiO	0.06	0.08	0.01	0.076	0.07	0.08	0.08	0.062	0.07
CoO	0.009	—	0.0014	0.014	—	—	—	0.013	0.009
CuO	0.004	0.009	—	0.008	0.008	0.006	0.005	0.008	0.005
Сумма	100.15	100.54	99.93	100.47	100.37	100.36	100.06	99.61	100.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	15.01	15.85	15.56	19.59	36.79	33.0	15.25	12.90	14.71

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	37	38	39	40	41	42	43	44	45
	521-12	3077в	3014-8	521-4	1014-5	521-10	3077г	3008д	47
SiO <sub>2</sub>	46.67	47.03	46.62	46.20	45.94	43.70	46.62	46.95	45.74
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.66	0.51	0.32	0.33	0.32	0.56	0.54	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.01	9.86	9.25	11.23	10.78	10.91	9.20	9.58	8.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.56	2.03	3.46	1.51	2.68	1.65	1.58	2.41	3.45
FeO	9.54	8.31	8.52	8.90	9.04	9.90	8.75	8.66	7.75
MnO	0.30	0.18	0.21	0.20	0.24	0.22	0.17	0.197	0.16
MgO	19.24	19.31	19.27	19.68	20.24	20.78	20.99	21.02	21.19
CaO	10.16	6.62	8.35	7.06	7.36	7.16	7.37	7.63	7.04
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.92	0.86	0.88	0.75	0.35	1.30	1.05	0.95
K <sub>2</sub> O	0.05	0.15	0.12	0.55	0.15	0.20	0.15	0.30	0.12
H <sub>2</sub> O	0.19	0.23	0.16	0.30	0.22	0.36	0.34	0.16	0.33
П. п. п.	2.97	4.16	2.65	3.12	2.35	4.43	2.78	1.37	3.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31	0.29	0.18	0.17	0.17	0.20	0.26	0.339	0.27
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.04	—	—	—	—	0.05	0.041	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.08	0.08	0.08	0.09	0.057	0.071	0.12
NiO	0.07	0.08	0.08	0.09	0.08	0.10	0.086	0.122	0.05
CoO	—	0.01	—	—	—	—	0.0082	0.013	0.01
CuO	0.008	0.007	0.009	0.007	0.006	0.004	0.008	0.009	—
Сумма	99.83	99.94	100.40	100.33	100.46	100.41	100.31	100.50	100.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	22.61	14.94	18.13	35.09	32.66	31.09	16.43	17.74	16.68

Таблица 3 (продолжение)

Окислы	46	47	48	49	50
	1016-7	3008е	1016-4	61д	1016-1
SiO <sub>2</sub>	44.53	47.30	45.98	45.12	45.53
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.52	0.58	0.38	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.78	9.21	9.45	7.90	9.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.31	2.01	2.67	3.71	1.42
FeO	9.83	8.89	8.23	6.84	9.72
MnO	0.38	0.195	0.41	0.15	0.22
MgO	21.59	21.79	22.25	22.58	22.68
CaO	10.09	7.30	6.29	6.00	6.76
Na <sub>2</sub> O	0.77	1.10	0.67	0.40	1.00
K <sub>2</sub> O	0.13	0.30	0.36	0.40	0.15
H <sub>2</sub> O	0.21	0.21	0.27	0.38	0.21
П. п. п.	2.67	1.29	2.84	5.64	2.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31	0.161	0.22	0.36	0.34
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.034	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	0.055	0.009	0.06	0.08
NiO	0.14	0.132	0.10	0.14	0.10
CoO	—	0.013	—	—	—
CuO	0.008	0.008	0.01	—	0.004
Сумма	100.23	100.53	100.38	99.92	100.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	17.68	17.71	16.29	20.8	30.8

Примечание. Участки: 1—4, 6, 7, 11, 13, 16, 17, 19, 22, 23, 25, 28, 31, 36, 38, 43, 44, 47 — Б. Левгора; 5, 8, 9, 14, 18, 24, 27, 29, 30, 32—35, 37, 39, 42, 45, 46, 48—50 — гора Голец; 10, 12, 15 — Олов-гора; 20, 21 — Челбак.

Таблица 4

## Химический состав оливиновых НКБ свиты Ветренный Пояс

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	3077и	3077л	3172-3	3077м	3172	3060и	1014-12	3014-15	3165-2
SiO <sub>2</sub>	50.58	50.06	51.48	50.04	51.38	50.07	49.22	49.46	50.94
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.78	0.67	0.73	0.72	0.62	0.79	0.79	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.66	13.02	13.31	11.69	14.11	12.25	12.50	12.33	12.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	1.16	1.64	1.28	1.66	1.25	1.42	2.41	1.31
FeO	9.50	9.13	8.33	9.31	8.11	8.74	9.54	9.08	8.93
MnO	0.23	0.20	0.11	0.21	0.10	0.16	0.41	0.24	0.22
MgO	10.10	10.26	10.79	11.19	9.54	11.66	11.66	11.67	11.73
CaO	10.70	10.52	10.24	9.96	11.20	9.06	11.34	10.36	9.44
Na <sub>2</sub> O	2.00	2.00	1.92	1.90	1.90	2.20	1.39	1.95	1.85
K <sub>2</sub> O	0.30	0.15	0.50	0.20	0.30	0.80	0.54	0.20	0.52
H <sub>2</sub> O	0.14	0.25	0.14	0.22	0.10	0.24	0.14	0.11	0.07
П. п. п.	1.60	2.01	0.59	2.54	0.84	3.01	1.01	1.34	0.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.15	0.11	0.21	0.13	0.09	0.11	0.11	0.06
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.057	0.06	0.03	0.054	0.02	0.04	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.056	0.057	0.02	0.057	0.02	0.05	0.10	0.09	0.12
NiO	0.020	0.02	0.04	0.032	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06
CoO	0.005	0.005	0.002	0.0056	0.006	0.008	—	—	—
CuO	0.012	0.012	—	0.001	—	0.008	0.005	0.016	0.013
S	0.063	0.028	0.01	0.03	0.007	0.02	0.06	0.07	0.02
Сумма	99.84	99.87	99.93	99.67	100.17	100.33	100.28	100.27	99.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	15.82	16.69	19.86	16.01	19.60	19.76	15.82	15.61	17.18

Таблица 4 (продолжение)

Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	1024а	3165-9	3060к	1013	3165-4	3167-1	1014-10	3078	3062	3174
SiO <sub>2</sub>	50.00	51.26	50.88	49.36	50.62	47.69	49.33	48.54	49.05	50.00
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.73	0.62	0.85	0.77	0.78	0.66	0.61	0.91	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.19	12.70	12.29	12.16	12.47	11.60	10.58	11.00	11.93	11.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.66	1.27	1.31	1.73	1.72	2.16	1.38	1.66	2.35	1.48
FeO	8.79	8.96	8.63	9.35	8.80	8.52	9.22	8.91	8.61	9.14
MnO	0.20	0.21	0.17	0.21	0.22	0.23	0.40	0.20	0.20	0.25
MgO	11.89	12.10	12.20	12.24	12.60	12.93	13.47	13.57	13.61	13.67
CaO	9.97	9.04	8.14	10.04	9.12	9.74	11.96	9.57	9.34	9.05
Na <sub>2</sub> O	1.80	1.70	1.53	1.95	1.50	0.88	1.20	1.52	1.25	1.52
K <sub>2</sub> O	0.40	0.60	0.70	0.20	0.45	0.70	0.27	0.48	0.30	0.80
H <sub>2</sub> O	0.15	0.09	0.20	0.24	0.12	0.19	1.24	0.10	1.15	0.02
П. п. п.	1.70	0.65	3.18	1.87	0.85	3.91	1.48	3.88	2.03	1.84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.09	0.09	0.19	0.12	0.08	0.16	0.25	0.12	0.16
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	—	0.05	0.008	—	—	—	—	0.055	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.11	0.07	0.09	0.11	0.14	0.06	0.06	0.11	0.08
NiO	0.038	0.04	0.06	0.024	0.04	0.04	0.05	0.06	0.032	0.05
CoO	0.01	—	0.01	0.008	—	—	—	—	0.004	—
CuO	Сл.	0.007	0.008	0.013	0.014	0.01	0.010	—	0.023	—
S	»	0.02	0.03	0.09	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01
Сумма	99.79	99.58	100.17	100.63	99.54	99.61	100.49	100.31	100.10	99.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	16.1	17.40	19.82	14.30	16.19	14.87	16.03	18.03	13.09	20.29

Примечание. Участки: 1, 2, 4, 6, 12, 17, 18 — Б. Левгора; 3, 5, 9, 11, 14, 15, 19 — гора Мяндуха; 7, 8, 10, 13, 16 — гора Голец.

**Низкомагнезиальные коматитовые базальты.** Данные породы наименее магнезиальные и наиболее кислые в серии. Содержание MgO изменяется в оливиновых разновидностях от 10.1 до 13.7 % (табл. 4), в пироксеновых — от 8 до 13 (табл. 5) и плагиопироксеновых — от 7.5 до 11.7 % (табл. 6). Колеблется



Таблица 5

Химический состав пироксеновых НКБ свиты Ветренный Пояс

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
	1778	527	1	530	52а	3077к	584	3113-6
SiO <sub>2</sub>	54.90	52.18	51.60	53.10	52.16	50.84	53.50	51.40
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.88	0.78	0.80	0.77	0.84	0.39	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.29	13.59	14.49	14.09	13.74	14.14	12.93	12.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.86	2.10	1.84	1.93	2.33	0.62	2.95	2.71
FeO	7.33	8.49	7.85	8.10	7.79	9.16	8.14	8.48
MnO	0.17	0.20	0.21	0.20	0.18	0.23	0.18	—
MgO	6.16	7.92	8.21	8.32	8.52	8.56	8.59	8.70
CaO	9.52	10.40	10.59	10.16	10.80	10.51	10.00	10.46
Na <sub>2</sub> O	2.48	2.15	2.00	2.43	1.97	2.71	2.13	3.30
K <sub>2</sub> O	1.08	0.47	0.60	0.65	0.70	0.40	0.65	0.11
H <sub>2</sub> O	0.36	0.14	0.20	0.14	0.18	0.30	0.08	0.06
П. п. п.	1.31	1.24	1.80	0.35	0.69	1.13	1.07	1.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.08	0.11	0.11	0.12	0.082	—	0.12
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	0.01	0.036	0.031	0.06	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.081	0.10	0.06	0.068	0.076	0.07	0.06
NiO	0.011	0.013	0.016	0.15	0.015	0.011	0.003	0.04
CoO	0.008	0.007	0.007	0.007	0.009	0.0032	0.003	—
CuO	0.010	0.002	0.014	0.003	0.003	0.012	—	—
Сумма	100.36	99.97	100.49	100.64	100.09	99.71	100.75	100.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	23.42	15.44	18.58	17.61	17.84	16.83	33.15	17.42

Таблица 5 (продолжение)

Окислы	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	1779	3г	580	533	3525а	1195д	1429г	1323а	1429а
SiO <sub>2</sub>	50.88	49.85	51.43	52.47	50.77	50.73	49.38	49.26	49.59
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.88	0.40	0.77	1.04	0.71	0.72	0.71	0.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.23	12.91	12.45	13.62	13.92	11.47	12.47	11.58	11.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.32	2.74	3.54	1.79	1.74	2.06	1.81	1.98	1.58
FeO	8.53	8.10	7.32	8.26	9.06	8.41	8.51	8.57	8.86
MnO	0.18	0.19	0.19	0.21	0.21	0.114	0.16	0.19	0.18
MgO	8.96	9.29	9.59	9.71	10.55	11.12	12.14	12.77	13.00
CaO	8.96	12.05	10.23	9.71	10.03	9.04	8.44	8.52	8.77
Na <sub>2</sub> O	1.80	2.62	1.61	2.27	1.85	2.39	1.35	2.26	1.38
K <sub>2</sub> O	0.79	0.17	0.30	0.45	0.25	0.22	0.83	Сл.	—
H <sub>2</sub> O	0.36	0.07	0.09	0.13	—	0.37	0.18	0.12	0.16
П. п. п.	2.92	1.04	2.80	0.59	—	2.98	3.68	3.84	4.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.15	—	0.13	0.09	0.22	0.13	0.07	0.05
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.051	0.035	—	0.036	—	0.061	Сл.	Сл.	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.076	0.05	0.06	0.12	0.042	0.07	0.06	0.08
NiO	0.015	0.023	0.003	0.026	—	0.033	Сл.	Сл.	Сл.
CoO	0.009	0.009	0.004	0.009	—	0.01	—	—	—
CuO	0.009	Сл.	—	0.003	—	0.066	Сл.	0.01	—
Сумма	99.89	100.20	100.04	100.25	99.64	100.02	99.87	99.94	99.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	20.67	14.67	31.72	17.68	13.38	16.15	17.32	16.31	15.94

Примечание. Участки: 2, 5, 7, 8, 10—12, 16 — Голец, 1, 9 — Шапочка; 6, 13 — Б. Левгора; 15—17 — Колозерский; 14 — Челбак.

и количество SiO<sub>2</sub> (соответственно): 47.7—51.4, 49.3—53.5, 49.1—53.6. Наиболее кислые члены пироксеновых и плагиопироксеновых НКБ по содержанию кремнезема в соответствии с классификацией 1981 г. следует относить к средним породам — коматитовым андезибазальтам. В целом такие породы в рассматри-

Таблица 6

Химический состав плагиопироксеновых НКБ свиты Ветренный Пояс

Окислы	1	2	3	4	5	6
	3009	3508	10146	61г	3172-19	33
SiO <sub>2</sub>	52.33	51.50	51.92	52.44	51.94	52.21
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.84	0.92	0.72	0.73	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.29	13.70	12.47	13.16	14.16	12.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.66	3.91	2.90	1.85	1.46	3.08
FeO	8.72	6.80	8.76	8.14	8.18	7.45
MnO	0.19	0.21	0.186	0.17	0.09	0.21
MgO	7.48	8.14	8.34	8.79	8.96	9.04
CaO	11.63	11.07	11.52	10.14	11.50	11.28
Na <sub>2</sub> O	1.85	1.81	2.00	2.33	1.95	1.65
K <sub>2</sub> O	0.37	0.55	0.35	0.50	0.50	0.50
H <sub>2</sub> O	0.13	0.21	0.03	0.09	0.06	0.09
П. п. п.	0.21	0.83	0.11	1.46	0.48	0.98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.075	0.18	0.06	0.10	0.14
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.043	0.072	0.05	0.01	0.06	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.094	0.057	0.09	0.12	0.02	0.05
NiO	0.02	0.11	0.0154	Сл.	0.02	Сл.
CoO	0.009	0.0032	0.009	0.008	0.005	0.002
CuO	0.013	0.006	0.012	—	—	0.01
Сумма	99.87	99.93	99.92	100.02	100.24	99.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.56	16.31	13.55	18.28	19.40	18.89

Таблица 6 (продолжение)

Окислы	7	8	9	10	11	12	13
	3172-7	1014-7	3054а	3165-7	3556	3014-12	3172-20
SiO <sub>2</sub>	52.60	49.14	53.66	51.43	49.90	49.39	50.90
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.49	0.63	0.76	0.76	0.80	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.31	15.73	12.99	13.27	13.81	13.85	12.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.02	1.51	1.35	1.63	0.44	0.66	2.08
FeO	8.62	8.65	8.24	8.65	9.48	9.51	9.19
MnO	0.13	0.22	0.179	0.22	0.24	0.21	0.12
MgO	9.12	10.20	10.49	10.82	10.92	10.97	11.69
CaO	10.26	10.92	8.79	9.65	10.18	10.81	10.00
Na <sub>2</sub> O	1.82	2.11	2.50	1.72	1.39	1.75	1.60
K <sub>2</sub> O	0.47	0.30	0.67	0.78	0.24	0.30	0.77
H <sub>2</sub> O	0.08	0.21	0.15	0.11	0.09	0.11	0.02
П. п. п.	0.52	0.59	0.17	0.47	2.43	1.03	0.87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.015	0.07	0.08	0.13	0.08	0.12
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.055	0.055	—	0.045	—	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.11	0.117	0.13	0.08	0.10	0.02
NiO	0.03	0.02	0.033	0.03	0.02	0.05	0.04
CoO	0.006	—	0.014	—	0.005	—	0.008
CuO	—	0.012	0.010	0.01	0.01	0.016	—
Сумма	99.98	100.29	100.19	99.82	100.21	99.69	100.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	19.29	32.10	20.62	17.46	18.17	17.31	17.82

Примечание. Участки: 1, 2, 9, 11 — Б. Левгора; 5, 7, 10, 13 — Мяндуха; 3, 4, 6, 8, 12 — гора Голец.

ваемом районе сравнительно редки (доли процента общего объема), и на данной стадии изученности по каким-либо другим признакам, кроме химизма, отделение их от НКБ практически не представляется возможным. Повышение кремнезема в породах происходит в основном за счет кварца, выполняющего мелкие минда-

линки. Безоливиновые НКБ, представляющие собой кислые дифференциаты коматиитовой серии, имеют и более высокие концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  (1.35—3.30 %),  $\text{K}_2\text{O}$  (0.1—0.83 %),  $\text{Li}_2\text{O}$  (0.0017—0.0037),  $\text{Rb}_2\text{O}$  (0.0031—0.0076),  $\text{TiO}_2$  (0.55—1.04). В то же время количество хрома и никеля более низкое по сравнению с другими членами серии.

#### О ФОРМИРОВАНИИ ЛАВОВЫХ ПОКРОВОВ

Изложенный в предыдущих разделах фактический материал по строению лавовых покровов, петрографии и петрохимии пород позволяет наметить некоторые общие закономерности их формирования. Естественно, что каждое геологическое тело формируется индивидуально и в конкретных условиях, это обуславливает и особенности его строения. Однако индивидуализация проявляется на фоне действия физических законов, регулирующих поведение магматического расплава и его компонентов.

Главными факторами, влияющими на строение лавовых покровов и его отдельных частей, являются: химический состав расплава, его температура и скорость охлаждения, гравитационная дифференциация, рельеф местности.

**О химическом составе расплавов.** Несмотря на сравнительную однородность лавовых образований свиты Ветреный Пояс, можно с уверенностью говорить о различии расплавов, которые поступали на поверхность и формировали лавовые потоки и покровы. Ранее мы высказали такое предположение, исходя из весьма ориентировочного расчета средних составов дифференцированных покровов на горе Голец (Куликов, 1969). Теперь имеющийся большой петрохимический материал по горе Мяндухе убедительно говорит об этом же. Причем характерно, что приведенные в табл. 7 средние химические составы отдельных лавовых покровов и отражающие первичные расплавы были рассчитаны для недифференцированных покровов. В этом случае повышается достоверность приближения к составу расплава через средний состав покрова. Для дифференцированных покровов могут возникнуть серьезные ошибки из-за трудности определения доли дифференциатов, которая в частных разрезах может существенно изменяться, а необходимых данных для площадной их оценки, как правило, не имеется. Из табл. 7 отчетливо видно, что средние составы покровов испытывают определенные колебания, за исключением покрова 22-II, который, видимо, формировался из какого-то смешанного расплава. Наибольшие изменения отмечаются в концентрациях  $\text{MgO}$  (11.1—16.2 %) и  $\text{SiO}_2$  (48.8—51.5 %), для других компонентов они не превышают одного процента массы.

Отчетливо намечается цикличность в эволюции расплавов, формировав-

ших район горы Мяндухи. Так, нижние и верхние покровы оказываются более кислыми и менее магнезиальными, чем средние покровы. Это обстоятельство свидетельствует о наличии каких-то промежуточных очагов (камер), где проходила дифференциация исходного мантийного расплава, который, вероятно, был единым для всей коматиитовой серии людиковия Ветреного Пояса. Главным механизмом дифференциации в промежуточных очагах являлась гравитационная отсадка оливина (Куликов, 1969; Гирнис, 1985).

Пожалуй, более ярко продукты глубинной дифференциации можно проследить при изучении интрузивных комагматов коматиитовой серии, которые широко развиты в толщах, подстилающих лавовое плато. Преимущественно это тела перидотитов и габбродиабазов, заключенные в осадках виленгской свиты.

Некоторые из этих тел можно рассматривать как подводящие каналы для трещинного типа излияний коматиитовых базальтов (Куликов, Куликова, 1984). В этом случае они выполняют дайкообразные тела длиной до 10—15 км при ширине до 200—300 м (например, севернее оз. Кожозеро). Другие, как правило, дифференцированные, можно интерпретировать как раскристаллизованные близповерхностные (ориентировочно до 5 км) промежуточные камеры. Примерами таких тел могли бы выступать интрузивные тела, окаймляющие гору Голец (рис. 10).

Дифференциация в промежуточных камерах заходила довольно далеко с образованием из остаточных расплавов гранофировых пород, содержащих  $\text{SiO}_2$  до 68 % (например, Колозерская, Ледозерская интрузии).

Петрографические наблюдения на слабо измененных коматиитовых базальтах однозначно показывают, что кристаллизация оливина-III, образующего микроспинифекс-структуру происходила после излияния расплавов на поверхность. Вероятно, значительная часть и оливина-II — также продукт кристаллизации в покрове, хотя зародыши оливина начали появляться еще при подъеме магмы в подводящих каналах. Эти данные в сочетании с проведенными нами ранее экспериментами (Куликов, Калинин, 1971) по кристаллизации ВКБ позволяют оценить температуры расплава, формировавшие покровы с содержанием  $\text{MgO}$  порядка 14—18 %, около 1300—1350°. Такая оценка дается и по экспериментальным работам А. В. Гирниса (1985).

Быстрое охлаждение таких расплавов в подводных условиях в случае мало-мощных потоков или с подушечной текстурой приводило к кристаллизации оливина и клинопироксена, образующих структуру закалочного типа, в том числе микроспинифекс. В более крупных покровах иногда создавались локальные участки (зоны), где температура падала медленно, и породы оказались более раскристаллизованными. Там помимо оливина и клинопироксена выделялся плагиоклаз. В недифференцированных покровах такие зоны обычно приурочены к приподожвенной части, следующей за зоной закалки (например, покров 3062 на участке Большая Левгора), покровы 22-I, 22-II на горе Мяндухе и др.

На участке Мяндуха встречены линзы плагиоклазосодержащих пород в центральных частях покровов (рис. 6). Здесь скорость остывания играет главную роль при формировании минерального состава и структуры породы, в то время как химический состав ее остается практически постоянным по содержанию как петрогенных элементов, так и редких (табл. 8).

Определенное влияние на степень раскристаллизации в центральных частях покровов могли оказать и летучие, находившиеся в расплаве. Они, снижая температуру кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза, способствовали более длительному процессу их формирования, несмотря на понижающуюся температуру расплава в целом. Присутствие флюидной фазы в расплавах убедительно доказывается наличием миндалинов, развитых преимущественно в прикровельной части покровов, а иногда и в центральных частях эффузивных тел.

Таблица 7

Средние химические составы лавовых покровов горы Мяндухи

Окислы	22-I(4)	22-III(8)	22-IV(6)	22-V(3)	22-VI(5)	22-VII(9)
$\text{SiO}_2$	51.35	48.79	48.97	51.47	51.62	51.11
$\text{TiO}_2$	0.65	0.58	0.58	0.60	0.65	0.66
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12.33	10.8	11.03	12.27	12.34	12.22
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2.88	2.43	2.43	2.56	2.04	2.72
$\text{FeO}$	7.48	8.22	8.29	8.05	8.38	7.76
$\text{MnO}$	0.19	0.19	0.20	0.28	0.19	0.14
$\text{MgO}$	11.2	15.76	16.16	12.38	12.12	11.11
$\text{CaO}$	9.57	8.72	8.80	9.01	9.08	9.44
$\text{Na}_2\text{O}$	1.59	1.31	1.41	1.75	1.66	1.60
$\text{K}_2\text{O}$	0.29	0.23	0.25	0.40	0.40	0.48
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.15	0.27	0.26	0.13	0.12	0.12

Примечание. В скобках указано количество анализов, по которым рассчитан средний состав.



Таблица 8

Содержание некоторых элементов (в г/т) в породах покрова 22-VI, участок Мяндуха

Элементы	1	2	3	4
Rb	11	6	14	10
Sr	180	200	201	198
Zr	67	71	67	73
Y	14	17	13	14
Pb	5	7	6	6
Ni	351	256	240	267
Cr	1593	1105	1104	1168

Примечание. 1 — оливиновый плагиоклазсодержащий НКБ с толеитовой структурой; 2, 4 — оливиновый НКБ с гломеропорфировой структурой и микроспинифекс пироксенового типа основной массы; 3 — то же, с микроспинифекс оливин-пироксенового типа. Аналитик — И. Н. Крылов (ИГГД АН СССР).

Таблица 9

Химический состав пород и оливина из потока 3008

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	45.94	39.83	52.97	52.72
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.09	0.82	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.05	0.92	14.22	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.41	0.32	10.08	10.45
FeO	9.36	12.96	10.08	10.45
MnO	0.20	0.20	0.21	0.19
MgO	27.73	46.05	7.33	7.94
CaO	9.75	0.07	11.97	11.71
Na <sub>2</sub> O	0.93	0.0	1.95	1.86
K <sub>2</sub> O	0.21	0.0	0.44	0.35
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. 1 — коматит с содержанием 52.4 % модалового оливина, 3008а; 2 — оливин из коматита, 3008а; 3 — остаток породы после вычитания из коматита 52.4 % оливина; 4 — плагиопироксеновый НКБ с толеитовой структурой, 3009.

**Гравитационная дифференциация.** Гравитационный фактор играл весьма существенную роль при формировании расслоенных лавовых покровов. Пример такой дифференциации отчетливо проявлен на участке Большая Левгора, где в расслоенном покрове 3008 имеется горизонт кумулятивного коматита, залегающий под горизонтом плагиопироксеновых НКБ. Изучение химического состава этих пород и оливина показало, что путем вычитания оливина из коматитов в объеме, соответствующем доли его кристаллов в породе (52.4 %), получается остаток, практически не отличающийся от НКБ (табл. 9).

Другой пример сочетания гравитационной отсадки оливина с расслоением расплава в процессе движения демонстрирует разрез покрова 3076 (Большая Левгора), где наблюдается такая последовательность (снизу вверх):

1. Темно-зеленая стекловатая порода с единичными миндалинами (зона закалки) и микроспинифекс-структурой оливинового типа . . . . . 1—3 см.
2. Черный ВКБ порфировой структуры . . . . . 0.5 м.
3. Темно-серый ВКБ плагиоклазсодержащий . . . . . 2 м.
4. Черный кумулятивный ВКБ с порфировой структурой и микроспинифекс пироксенового типа основной массы . . . . . 3.5 м.
5. Серый ВКБ порфировой структуры с микроспинифекс пироксен-плагиоклазового типа . . . . . 1 м.
6. Переслаивание ВКБ с НКБ со спинифекс-структурой пироксенового типа . . . . . 0.3 м.
7. Зеленый НКБ со спинифекс-структурой пироксенового типа и миндалинами в верху горизонта . . . . . 1 м.

8. Зеленый НКБ с гломеропорфировой структурой и микроспинифекс-структурой оливинового типа основной массы . . . . . 23 м.
9. То же, с миндалекаменной текстурой . . . . . 5 м.

Общая мощность покрова составляет 36.5 м.

Переходы между всеми горизонтами постепенные. В химическом и минералогическом отношении разрез характеризуется неоднородностью, что отчетливо видно на вариационной диаграмме (рис. 28). Особенно контрастными являются горизонты 4 и 7. В горизонте 4 отмечаются высокие содержания MgO (до 21 %), низкие SiO<sub>2</sub> (до 46.6 %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9.2 %), а в горизонте 7 — низкие концентрации MgO (8.56 %) и высокие SiO<sub>2</sub> (50.84 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.14 %), щелочей (3.11 %). В породах отчетливо устанавливается зависимость их химического состава от количества вкрапленников оливина. Неоднородность строения покрова связана со сложностью его формирования. Процесс становления представляется следующим. В первую очередь затвердевали горизонты 1, 2, 8, 9, которые сформировали своеобразный тоннель, где жидкий высокотемпературный расплав продолжал двигаться еще некоторое время в виде внутритоннельных струй. Под влиянием сил тяжести находящиеся в расплаве кристаллы оливина опускались к подошве потока, летучие же мигрировали к его периферийным частям (преимущественно к верхней). Таким образом, поток как бы распадался на две струи: нижнюю (оливинсодержащую) и верхнюю (безоливи-

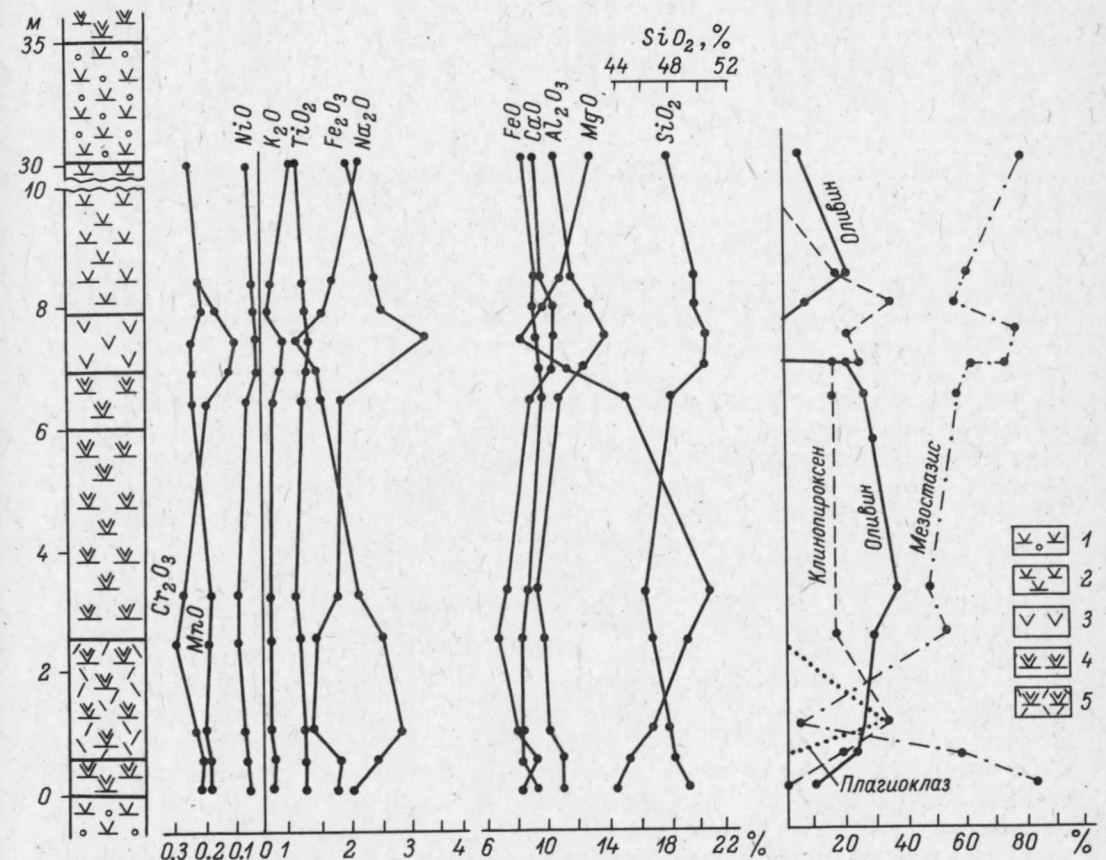


Рис. 28. Разрез расслоенного покрова 3076. Левгора.

1 — миндалекаменные оливиновые НКБ, 2 — массивные оливиновые НКБ, 3 — пироксеновые НКБ, 4 — ВКБ кумулятивные с порфировой структурой, 5 — ВКБ плагиоклазсодержащие.

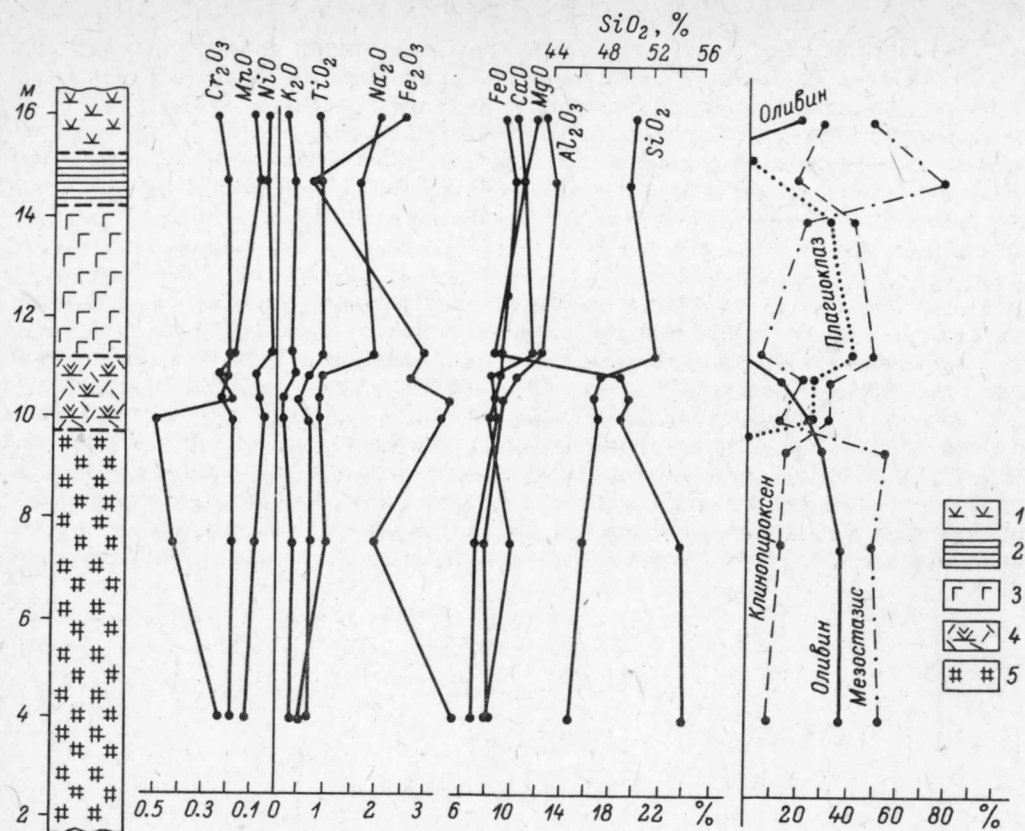


Рис. 29. Разрез покрова 3014. Гора Голец.

1 — НКБ; 2 — переслаивание НКБ со структурой спинифекс оливин-пироксенового типа, с плагиопироксеновыми НКБ со структурой спинифекс пироксенового типа; 3 — плагиопироксеновые НКБ с толеитовой структурой, 4 — плагиоклазсодержащие НКБ, 5 — кумулятивные коматиты с порфировой структурой.

новую). Последняя, обладая меньшей вязкостью (отсутствие твердой фазы и повышенная концентрация летучих), по-видимому, текла быстрее первой. На границе этих струй возникла переходная зона (горизонт 6), состоящая из переслаивающихся безоливиновых и оливинсодержащих микроструй. В кровле безоливиновой струи на границе с верхней стенкой тоннеля в ряде случаев возникла газовая «подушка», что значительно облегчало продвижение расплава. Реликтами ее являются многочисленные миндалины в верхней части горизонта 7. Затвердевание внутритоннельного потока происходило в основном после прекращения движения. Температура лавы была выше точки кристаллизации пироксена и плагиоклаза, и эти минералы не выделялись во время ее движения. После прекращения течения температура расплава быстро достигала точки кристаллизации клинопироксена, что приводило к образованию спинифекс-структуры пироксенового типа. В дальнейшем скорость падения температуры была настолько велика, что из остаточного расплава не успевал выкристаллизовываться плагиоклаз, и он переходил в стекловатую фазу. Лишь в периферических частях внутритоннельного потока, обогащаемых летучими, кристаллизация прошла более интенсивно, и в горизонте 3 возникли плагиоклазсодержащие породы. Подобный механизм формирования покрова применим и для объяснения строения разрезов покровов 1016 и 3014 на участке Голец (рис. 29).

Своеобразный температурный режим кристаллизации расслоенных потоков в ряде случаев приводил к формированию и специфических структур в некоторых горизонтах. Так, в покрове 3008 на участке Большая Левгора под миндалекаменной кровлей наблюдался горизонт мощностью в несколько метров, где отмечено чередование полос с различной структурой спинифекс (пироксенового и пироксен-оливинового типов). При этом в безоливиновых полосах иглы клинопироксена длиной до 10 см ориентированы перпендикулярно полосчатости, в то время как в оливиновых — спинифекс беспорядочно ориентированный. Возникновение такой полосчатости мы объясняем периодическим поступлением к кровельной части кристаллизующего покрова новых порций тепла в условиях спокойной кристаллизации, без перемещения расплава. В противном случае иглы клинопироксена имели бы иную ориентировку. Наши эксперименты по кристаллизации (Куликов, Калинин, 1971) показали, что спинифекс пироксенового типа образуется при температурах около 1100°, в то время как оливин-пироксенового типа из того же расплава — при температуре 1150—1200°. Таким образом, чередование в разрезе спинифекса пироксенового и оливин-пироксенового типов можно связывать с колебаниями температуры кристаллизующегося расплава. Повышение температуры может происходить за счет как внешних факторов, так и энергии кристаллизации минералов внутри самого застывающего тела.

В целом механизм формирования расслоенных покровов Ветреного Пояса, где сочетаются два главных фактора — гравитация и движение, имеет определенные черты сходства с расслоенными покровами, описанными в Канаде (Arndt e. a., 1977).

#### ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ СУМИЯ

Высокомагнезиальные породы сумия в зоне Ветреного Пояса изучены еще слабо. Единичные потоки их в ассоциации с базальтами и андезибазальтами выявлены в пределах Киричской и Лумбасручейской (рис. 30) структур, в верховьях Чусреки, но более широкое развитие они получили в Шардозерской мульде (р. Ундоша—оз. Вононгское). Там, на кварцитах и аркозах токшинской свиты, относимых к сумию, залегает мощная толща вулканитов, среди

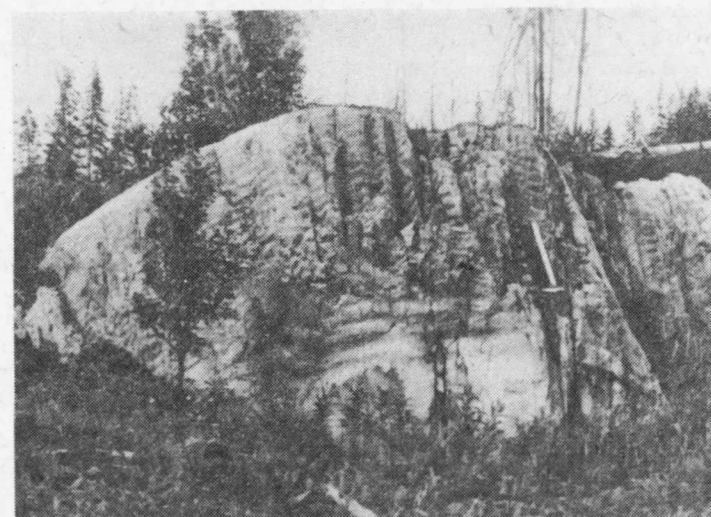


Рис. 30. НКБ с полосчатой текстурой. Фото С. А. Вяхирева.



которых условно можно выделить три подтолщи: нижнюю — массивных и миндалекаменных базальтов (500 м), среднюю — НКБ и базальтов с отдельными расслоенными потоками (~1000 м) и верхнюю — базальтов—андези-базальтов (до 1000 м).

Несомненный интерес вызывает наличие в разрезе средней подтолщи в среднем течении р. Кальи расслоенного потока высокомагнезиальных пород, кото-

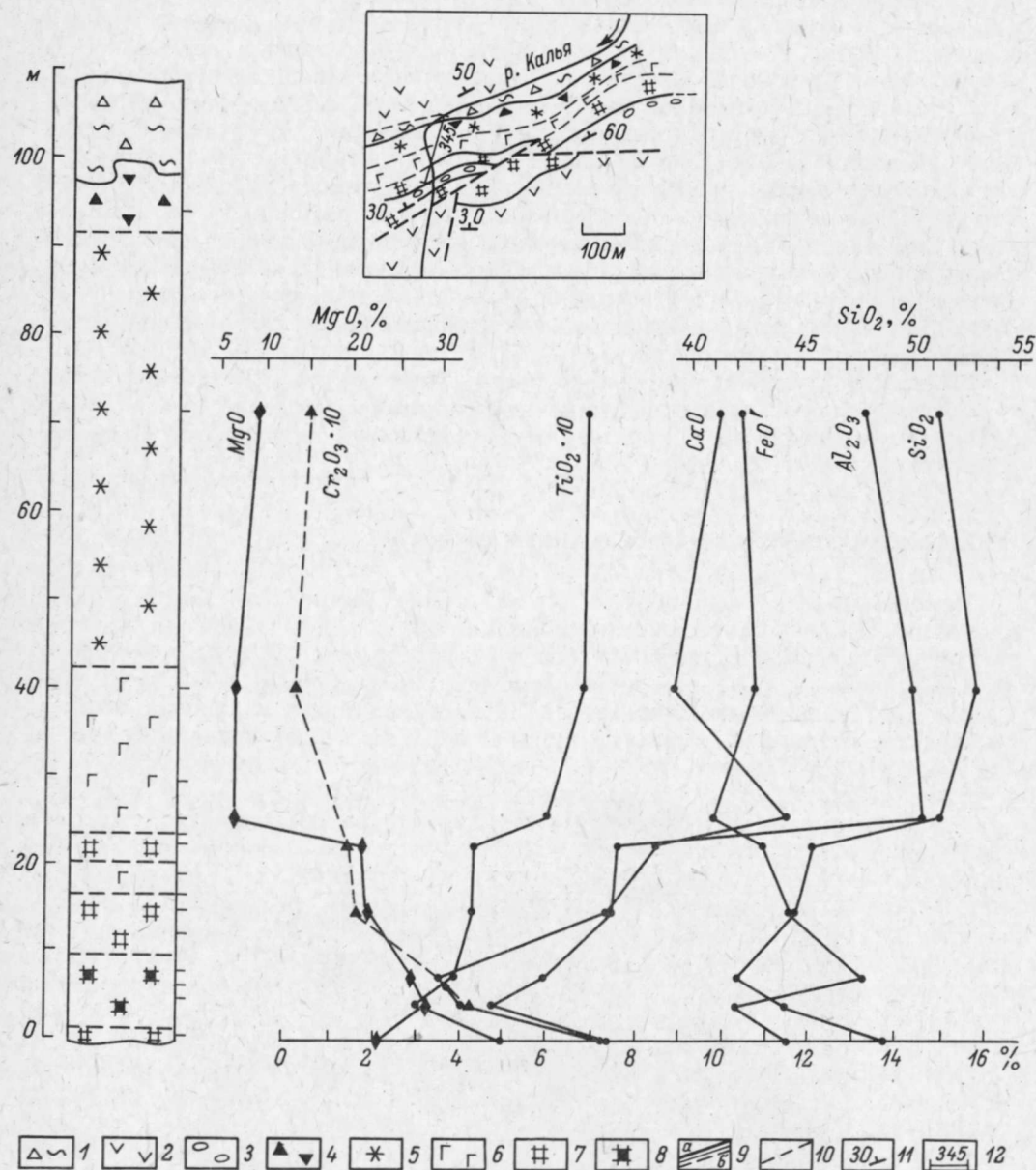


Рис. 31. Разрез расслоенного потока «Калья». Составили В. В. Куликова и В. С. Куликов, 1981 г.

1 — туфы и туффиты, 2 — вулканиты основного состава, 3 — подушечные базальты, 4 — автобрекчии НКБ, 5 — НКБ, иногда со структурой спинифекс пироксенового типа, 6 — клиноцит-хлорит-амфиболовая порода (НКБ), 7 — хлорит-тремолитовая порода по ВКБ, 8 — серпентинит по коматиниту, 9 — контакты (а — между телами, б — между разновидностями пород), 10 — разломы, 11 — слоистость, 12 — линия профиля 345.

рому дано название Калья (Куликов, Куликова, 1982). Подстилающие породы потока представлены подушечными базальтами и прослоями туфогенно-кремни-стых пород. Непосредственный контакт тектонизирован. Выше следует:

1. Хлорит-тремолитовая порода по ВКБ . . . . . 2 м.
2. Серпентинит по коматиниту кумулятивному с сетью жил амфибол-асбеста . . . . . 8 м.
3. Хлорит-тремолитовая порода по ВКБ . . . . . 8 м.
4. Клиноцит-хлорит-тремолитовая порода по плагиоклазсодержащему коматинитовому базальту . . . . . 2 м.
5. Клиноцит-амфиболовая порода по НКБ . . . . . 18 м.
6. То же, местами со структурой спинифекс пироксенового типа . . . . . 45 м.
7. Автобрекчия НКБ с обломками измененной стекловатой породы . . . . . 5 м.

Переходы между разновидностями постепенные. На потоке Калья залегают туфы и туффиты. Первичные минералы в породах потока не сохраняются, за исключением небольших реликтов клинопироксена в слое НКБ. Оливин, сохраняя свои скелетные формы, обычно замещен серпентином или хлоритом и тремолитом, клинопироксен — актинолитом, плагиоклаз — агрегатом клиноцитита и альбита.

Вариации химического состава весьма значительные (рис. 31). Следует отметить, что ранее подобные пластообразные тела при отсутствии непосредственных контактов с вмещающими породами принимались за силлы. В потоке Калья автобрекчии, развитые в кровле, однозначно определяют его эффузивную природу. Весьма своеобразные породы, которые по ряду петрохимических параметров можно отнести к НКБ, выявлены автором и В. В. Куликовой на р. Ундюша (порог Белый). Там в двух нижних обнажающихся потоках встречены высокохромистые биотитизированные породы. Содержания  $Cr_2O_3$  по четырем анализам колеблются от 1.73 до 4.73 %, что на порядок превышает обычные концентрации этого элемента в НКБ. В этих породах отмечаются также повышенные содержания  $K_2O$  — от 0.81 до 2.33 %,  $V_2O_5$  — до 0.127 % (табл. 10). Столь высокий уровень хрома в вулканитах еще не отмечался в до-

Таблица 10

Химический состав НКБ киричской свиты

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	8175-1с	8175-1г	8175-2	8175-2	8438-1	8138-4	3526	3516-10	948-5
SiO <sub>2</sub>	54.38	52.32	52.90	51.83	52.34	52.33	52.03	50.08	56.78
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.88	0.83	0.93	0.58	0.58	0.58	0.61	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.44	10.45	10.48	10.65	12.50	12.28	11.93	13.47	10.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.71	2.44	3.78	2.96	1.62	1.62	1.68	1.80	2.35
FeO	7.61	8.76	8.62	9.23	7.54	7.54	8.57	8.46	5.98
MnO	0.198	0.210	0.22	0.22	0.165	0.168	0.206	0.20	0.15
MgO	8.33	9.73	9.09	9.30	10.29	10.59	9.56	10.19	10.20
CaO	11.20	10.64	8.54	12.04	8.85	9.69	8.62	8.20	9.80
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.36	0.62	0.85	1.94	1.47	3.06	2.06	1.34
K <sub>2</sub> O	1.25	1.36	0.96	0.80	0.37	0.31	0.32	1.18	0.20
H <sub>2</sub> O	0.08	0.13	—	—	0.09	0.07	0.11	0.19	0.10
П. п. п.	2.39	2.57	2.72	1.23	3.09	3.05	2.87	3.69	2.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.152	0.160	0.144	0.144	0.135	0.125	0.13	0.148	0.11
CoO	0.007	0.008	0.007	0.008	0.008	0.008	0.009	0.009	0.008
NiO	0.028	0.030	0.033	0.03	0.025	0.025	0.025	0.030	0.025
CuO	0.018	0.011	0.007	0.007	0.01	0.01	0.004	0.006	0.003
ZnO	0.015	0.014	0.014	0.016	0.009	0.01	0.094	0.060	0.104
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.105	0.105	0.107	0.094	0.11	0.092	0.058	0.024	0.020
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.035	0.03	0.035	0.042	0.038	0.010	0.012	0.008
Li <sub>2</sub> O	0.0031	0.0037	0.0027	0.0032	0.0026	0.0025	—	—	—
Rb <sub>2</sub> O	0.004	0.0041	0.0027	0.0025	0.0013	0.001	—	—	—
Cs <sub>2</sub> O	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0004	0.0003	—	—	—
Сумма	100.2	100.25	100.29	100.38	99.67	99.91	99.89	100.40	100.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	11.9	11.9	12.6	11.5	21.6	21.2	20.6	22.1	18.9

Таблица 10 (продолжение)

Оксиды	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	948-13	3516-1	3516-11	8372-1	8372	8372-3	8372-5	8372-2	8372-4
SiO <sub>2</sub>	52.30	50.94	48.32	52.38	50.24	47.40	46.86	44.40	44.50
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.53	0.53	0.65	0.61	0.52	0.52	0.51	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.46	12.15	11.66	12.74	13.30	12.60	12.00	13.50	12.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.38	1.34	1.56	1.82	1.42	3.03	3.40	1.78	2.50
FeO	7.04	8.33	8.86	7.18	8.26	7.18	6.47	10.46	8.55
MnO	0.15	0.193	0.198	0.144	0.174	0.61	0.222	0.296	0.178
MgO	10.80	11.19	13.28	9.10	10.90	11.45	11.80	12.80	13.10
CaO	8.12	7.78	8.20	9.95	8.00	8.41	6.31	6.03	8.41
Na <sub>2</sub> O	2.89	2.12	1.03	3.27	2.80	1.90	1.15	1.85	13.10
K <sub>2</sub> O	0.72	1.40	1.25	0.04	0.50	1.09	2.33	0.81	1.00
H <sub>2</sub> O	0.06	0.13	0.23	0.14	0.11	0.15	0.27	0.19	0.11
П. п. п.	3.08	3.48	4.35	1.88	3.07	3.45	3.29	4.97	4.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.12	0.14	0.16	0.22	0.25	0.21	0.22
CoO	0.009	0.009	0.010	0.009	0.009	0.010	0.010	0.013	0.011
NiO	0.029	0.035	0.063	0.014	0.025	0.037	0.054	0.046	0.043
CuO	0.003	0.004	0.005	0.026	0.002	0.005	0.0004	0.009	0.005
ZnO	0.125	0.080	0.170	0.007	0.010	0.012	0.012	0.014	0.010
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.026	0.050	0.050	0.074	0.114	1.83	4.73	1.73	2.87
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.009	0.009	0.011	0.04	0.031	0.074	0.127	0.073	0.090
Li <sub>2</sub> O	—	—	—	0.003	0.0016	0.0037	0.0058	0.0058	0.0042
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	0.0003	0.0017	0.0037	0.0082	0.0025	0.0036
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	0.0004	0.0005	0.0007	0.0010	0.0008	0.0010
Сумма	99.89	99.87	99.90	99.60	99.74	99.97	99.81	99.85	99.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	21.5	22.9	22	19.6	21.8	24.2	23.1	26.5	22.4

Примечание. 1—4 — Лумбасручейская структура, 5—12 — Киричская структура, 13—18 — Шард-озерская мульда, р. Ундуша.

кембрии Балтийского щита. Ограниченная площадь обнажения не позволяет более детально охарактеризовать вулканизм данного участка. Однако факт нахождения высокохромистых НКБ в сумийских вулканитах заслуживает внимания. Изучение хромита из обр. 8372-2, проведенное на микрозонде М-46 «Камека» Н. А. Плаксенко, показало его повышенную хромистость и пониженную железистость относительно хромшпинелидов свиты Ветреный Пояс. Хромшпинелиды Киричской структуры (обр. 8175/3) отличаются повышенной железистостью, титанистостью и пониженной глиноземистостью и магнезиальностью (табл. 1).

В целом высокомагнезиальный вулканизм сумия—сариолия в пределах Карельского региона еще находится на начальной стадии изучения, и здесь можно ожидать новых открытий.

## ЛАПЛАНДСКАЯ ЗОНА

Лапландская зона, состоящая из ряда самостоятельных или пространственно сопряженных структур (Кукаозерской, Пана-Куоляярвинской, Куммитсойва, Саттасваара, Киттеля, Карасйок), приурочена к юго-западному контакту Беломорского геоблока и прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 600 км от района Кукаозера до Норвежского моря, где перекрывается палеозоем. Это наиболее крупная зона, сложенная протерозойскими образованиями на севере Балтийского щита. Однако изученность ее еще невысокая, на территории Финляндии она еще не закартирована в масштабе 1:100 000. Другие части, находящиеся на территории СССР и Норвегии, может быть, изучены более детально, но надежная корреляция протерозойских образований трех соседних государств еще не проведена, и поэтому

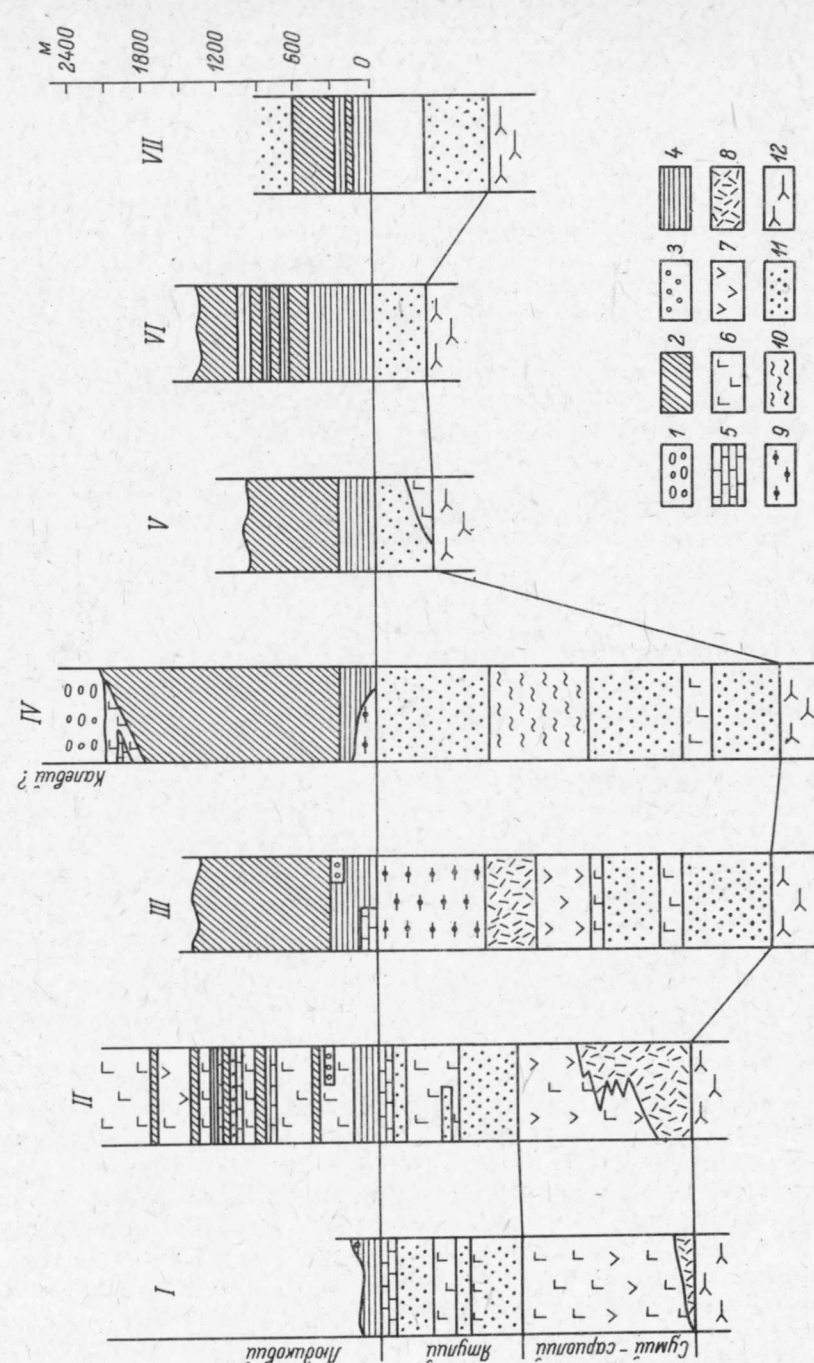


Рис. 32. Схема корреляции осадочно-вулканогенных образований Ляпландской зоны.

Рис. 32. Схема корреляции осадочно-вулканогенных образований Ямало-Ненецкой зоны.

1 — конгломераты суйсарского горизонта; 4 — угледоносные сланцы и кварциты формирования Кумту; 2 — коматиты и коматитовые базальты; 3 — конгломераты суйсарского горизонта; 4 — угледоносные сланцы и кварциты формирования Кумту; 5 — карбонаты; 6 — основные вулканы; 7 — средние вулканы; 8 — кислые вулканы; 9 — амфиболиты; 10 — глинистые сланцы; 11 — аркозы, кварциты (в том числе серпичитовые и карбонатодержащие), доломитовые сланцы, пелиты; 12 — комплекс фундамента. Колонки: I — Куусам (Silvenpöinen, 1972); II — Панаярви-Куоярви (Kulikov с. а., 1980), III — Кумиттоийа (Saverikko, 1983), IV — Саттасваара-Каарестунтури (Saverikko, 1985), V — Мойккельма (то же), VI — Москуваара (Henrikken, 1983). Колонки даны с некоторыми упрощениями.



характеристика этой единой крупной структуры в геологической литературе пока не получила надлежащего освещения. Нами здесь предпринята попытка провести корреляцию, ориентируясь на личные наблюдения как в период работы в Кукаозерской и Пана-Куолярвинской структурах Советской Карелии, так и во время геологических экскурсий в Финской Лапландии в 1976 г.

Схема корреляции разрезов, в которых присутствуют высокомагнезиальные вулканы, приведена на рис. 32. Несмотря на определенные фациальные различия, связанные с особенностями развития каждой структуры, отчетливо проявляются общие черты, характерные для всей зоны. Уверенно выделяются и прослеживаются на значительной площади три литологически различных толщи, которые последовательно сменяют друг друга в разрезе: 1) кварциты, аркозы, кварц-серицитовые и другие сланцы в ассоциации с базальтами, иногда доломитами; 2) углеродсодержащие сланцы, железокремнистые образования в ассоциации с доломитами и вулканиками людиковия и 3) коматииты иногда в ассоциации с базальтами и осадочными породами с интрузивной фацией ультрабазитов и базитов. Следует отметить, что ультраосновные вулканы в Лапландии известны еще по работам Е. Миккола (Mikkola, 1941), а их принадлежность к коматиитам определил Т. Мутанен (Mutanen, 1976). В дальнейшем знания об ультраосновных вулканиках Финской Лапландии существенно пополнились в результате как картировочных, так и специализированных работ (П. Меликайнен, Х. Папунен, Е. Рясанен, Т. Маннинен, М. Саверикко и др.). Эти вулканы обычно рассматривают в составе лаппония, возраст которого, как отмечалось выше, дискуссионен. Ряд исследователей (Simonen, 1980, и др.) сопоставляют его с карелием, а другие (Gaal e. a., 1978; Silvenpoinen e. a., 1980) относят к верхнему архею, исключая формации Кумпу и ее аналогов, которые принимаются за ятулий. Наши данные по Пана-Куолярвинской и Кукаозерской структурам позволяют коррелировать лаппоний с карельскими образованиями данных структур (Kulikov e. a., 1980).

#### ПАНА-КУОЛЯРВИНСКАЯ СТРУКТУРА

Пана-Куолярвинский синклиниорий, протягивающийся в субмеридиональном направлении на расстояние более 100 км при ширине свыше 30 км, расположен в юго-восточной части Лапландской зоны. Его восточное крыло находится на территории СССР (Карельская АССР и Мурманская область), а западное — в Финляндии. В изучение геологии и магматизма советской части структуры в послевоенный период существенный вклад внесли К. О. Кратц, Л. Я. Харитонов, М. А. Григорьева, А. С. Войнов, А. И. Богачев и другие сотрудники АН СССР, Мингео СССР и ЛГУ.

Синклиниорий разделяется на две части: южную (Панаярвинскую), сложенную преимущественно ятулийскими и сумийскими образованиями, собранными в многочисленные складки — от простых до изоклинальных, и северную (Куолярвинскую) мульдообразную, сложенную в основном людиковийскими толщами, которые осложнены в краевых частях разломами и в западном крыле интенсивно гранитизированы. Высокомагнезиальные вулканы развиты в северной части структуры, где в последние годы в результате детальных исследований, сопровождаемых буровыми работами, установлен следующий разрез протерозоя (Kulikov e. a., 1980; Голубев и др., 1984, и др.).

На коре выветривания по гранитоидам архея и вулканикам сумия залегают нижнеятулийские (янгозерский горизонт) аркозовые кварциты, разнозернистые кварцитопесчаники с прослоями мраморизованных известняков общей мощностью от 200 до 500 м. Выше следует 1—2 лавовых потока metabазальтов (до 30 м). Средний ятулий (медвежьегорский горизонт) представлен преимущественно лавами metabазальтов нередко с порфиробластами роговой обманки

общей мощностью до 250 м. В основании вулканогенной толщи залегает мало-мощная (1—35 м) пачка туфогенно-осадочных пород. В основании верхнего ятулия (туломозерский горизонт) развита пачка кварцито-песчаников (80—120 м), которая перекрывается розовыми и кремовыми доломитами (15—90 м). Среди карбонатов иногда встречаются маломощные потоки базальтовых лав.

Заонежский горизонт людиковия представлен вулканогенно-карбонатно-черносланцевой толщей, где нижняя пачка сложена полевошпат-кварцевыми песчаниками со слюдястыми доломитами (15—25 м). Вверх по разрезу она сменяется углеродсодержащими осадочно-вулканогенными образованиями (150—220 м) с прослоями яшмовидных пород и светлых мраморизованных известняков. Верхнюю пачку (160—200 м) слагают лавы основного состава, туфы с пластами магнетитсодержащих граувакк.

Суйсарский горизонт людиковия образуют три толщи: терригенно-вулканогенная, карбонатно-терригенно-вулканогенная и вулканогенная, которые А. М. Ахмедов (Голубев и др., 1984) объединяет в куолярвинскую серию.

Терригенно-вулканогенная толща (около 500 м) хорошо обнажена в устье р. Туорусйоки на западном берегу оз. Апяярви. В нижней части толщи отмечается переслаивание кварцито-песчаников и конгломератов с лавовыми потоками, а в верхней резко преобладают лавы. В этой толще содержатся редкие согласные тела ультрамафитов, обычно относимых к силлам (Кочнев-Первухов и др., 1981).

Карбонатно-терригенно-вулканогенная толща мощностью до 500 м, состоящая из двух подтолщ, фациально изменчива главным образом за счет выклинивания вулканогенных образований в южном направлении от оз. Куолярви к Хосиярви. Наиболее полный разрез можно наблюдать восточнее г. Хауккатунтури в долине р. Туорусйоки и ее притоков. В этой толще наряду с доломитами, маломощными углеродсодержащими сланцами, кварцитами и граувакками, обычно переслаивающимися с потоками базальтов и антезизобазальтов, довольно широко (по геофизическим данным около 400) развиты пластовые тела ультрамафитов. Они преимущественно сложены серпентинитами, прослеживаются на расстоянии 150—2500 м при мощности от единиц метров до 150 м. Преобладают однородные недифференцированные тела; в редких случаях отмечается анизотропия, выражающаяся в приуроченности существенно оливиновых разновидностей к подошвенной части, а плагиоклазсодержащих — к кровельной. Данные ультрамафиты традиционно рассматривались как интрузивные образования (Лавров, 1979; Кочнев-Первухов и др., 1976, и др.). Однако в последнее время по крайней мере часть их Е. Н. Савочкина и А. Г. Плетнев (1985) отнесли к коматиитам. Характерным для этих тел является асимметричное строение и наличие миндалекаменных текстур, а также, по мнению названных исследователей, структура спинифекс. По-видимому, на этом же стратиграфическом уровне находятся и тела ультрамафитов, описанные М. Саверикко (Saverikko, 1983) в зеленокаменной зоне Салла (западная часть Куолярвинской структуры на участках Канеспелла и Туохиваара). На участке Канеспелла ультрамафиты (коматииты) представлены агломератами, туфами и лавами. Они залегают на аркозовых кварцитах, а в кровле имеют доломитовый скарн.

На участке Туохиваара (рис. 33) ультрамафиты представлены туфами, лапиллевыми туфами, агломератами и лавами в виде вулканического некка. Ультрамафиты чередуются с углеродсодержащими сланцами. Вулканические тектуры данных ультрамафитов не вызывают сомнения. По-видимому, подобные образования могут быть найдены и среди карбонатно-терригенно-вулканогенной толщи в восточной части Куолярвинского синклинория. Например, структуру спинифекс наблюдал В. З. Негруца (1984) в районе оз. Вуоснаярви.

Вулканогенная толща мощностью более 1 км, слагающая ядерную часть Куолярвинской структуры, залегает на карбонатно-терригенно-вулканоген-

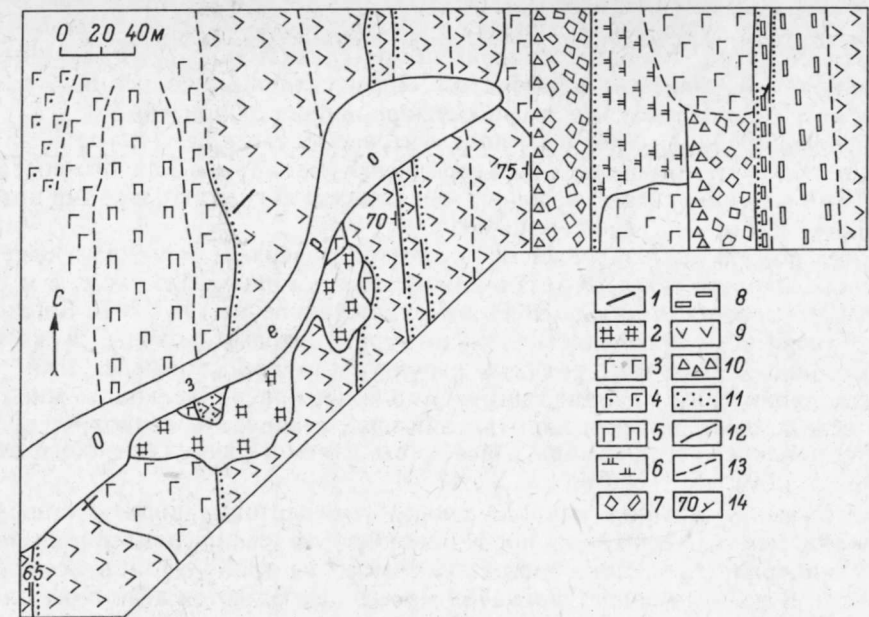
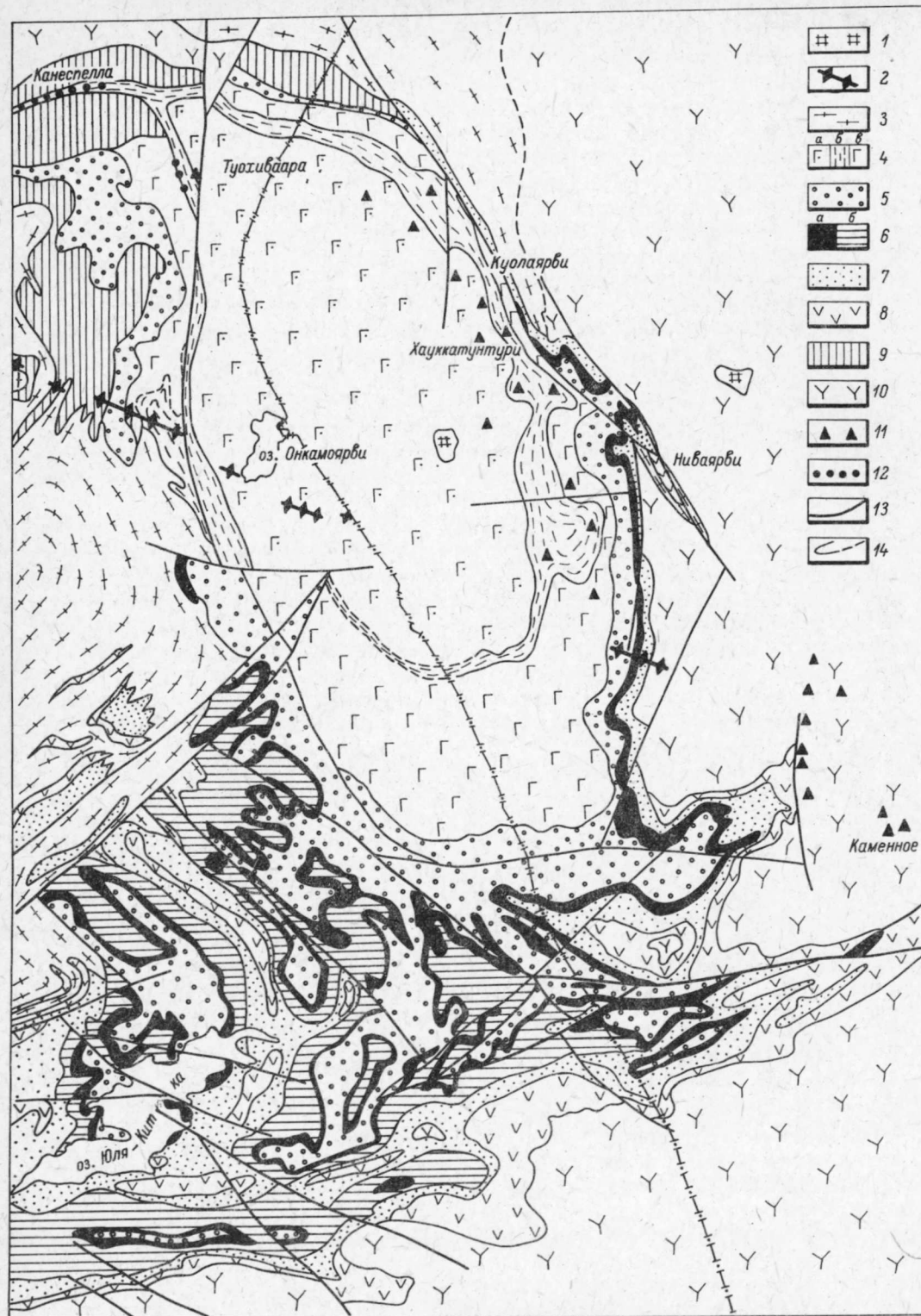


Рис. 34. Схема геологического строения юго-восточного участка горы Хауккатунтури, 1970 г.

Палеозой: 1 — дайки щелочных базальтоидов. Нижний протерозой, лудиковый: 2 — серпентиниты по перидотитам, 3 — габброиды, 4 — кварцевые габбро-диабазы, 5 — меланократовые порфировидные габбро, 6 — ВКБ, 7 — порфировидные базальты, 8 — плагиобазальты, андезибазальты, 9 — метабазальты, 10 — лавобрекчии и туфобрекчии, 11 — мандельштейны; 12 — контакты наблюдаемые, 13 — контакты предполагаемые, 14 — залегание границ покровов.

ной и представлена преимущественно лавами основного состава; на некоторых участках установлены агломераты. Встречаются отдельные потоки андезибазальтов с характерными порфировыми вкрапленниками плагиоклаза. В этой же толще автором установлены единичные покровы высокомагнезиальных вулканитов, один из которых описан у юго-восточного подножия горы Хауккатунтури (рис. 34). Он залегает среди порфировидных метабазальтов.

Покров 5028 мощностью 30 м в основном сложен мелко- до среднезернистых меланократовыми массивными породами, где главными минералами (до 80 %) являются актинолит—тремолит с небольшим количеством эпидота—клиноцоизита, альбита, хлорита; реже встречаются биотит и лейкоксен. Иногда можно наблюдать вкрапленники (до 2 мм в поперечнике) темноцветного минерала (оливин?), псевдоморфно замещенного агрегатом тремолита.

В центральной части покрова развиты шилы (?) овальной формы, до 10—20 см в поперечнике, выполненные среднезернистыми габбро-диабазами с характерными реликтами бурой роговой обманки.

В кровельной части тела уменьшается количество темноцветных минералов

Рис. 33. Схема геологического строения Пана-Куолярвинского синклиория. Составил В. С. Куликов с использованием опубликованных материалов (Jatvlian geology..., 1980).

1 — щелочно-ультраосновные массивы палеозоя, 2 — дайки долеритов рифея. Карельский комплекс (3—9): 3 — верхнекарельские (свекофенские) гранитоиды, 4 — суйсарский горизонт (а — базальты, андезибазальты, НКБ, ВКБ, б — доломиты, сланцы, туффиты с единичными потоками базальтов и пластовыми телами ультрамафитов, в — базальты, метапесчаники, конгломераты), 5 — заонежский и туломозерский горизонты (углеродсодержащие сланцы, известняки, доломиты, метабазальты, кварцитопесчаники), 6 — медвежьегорский горизонт (а — метабазальты, б — аргиллиты, алевролиты, туффиты), 7 — янгозерский горизонт (кварциты, аркозы, серицитовые сланцы с линзами карбонатов, единичные потоки метабазальтов), 8 — сумийский и сарилийский надгоризонты (вулканиты основного и кислого состава, конгломераты), 9 — нерасчлененные вулканиты; 10 — гранитоиды и другие образования докарелия; 11 — интрузии ультрамафитов (вне масштаба); 12 — туфы коматинитов (вне масштаба); 13 — разломы; 14 — границы толщ.



до 60 % за счет увеличения эпидота—клиноцоизита и альбита, появляется карбонат; текстура породы становится миндалекаменной, миндалины выполнены кварцем, эпидотом, карбонатом. Перекрывающий покров 5027 сложен базальтами с вкрапленниками амфиболизированного пироксена.

Дифференцированные покровы коматитовых базальтов впервые выявлены автором в 1970 г. на западном склоне горы Ренкумаваара, в 2 км юго-восточнее пос. Куолаярви. Они слагают крылья антиклинальной складки, шарнир которой полого погружается на северо-запад.

Нижний покров 5087 залегает на волнистой поверхности миндалекаменной зоны подстилающего тела НКБ. Его нижняя часть мощностью около 5 м представлена метаморфизованными ВКБ, а верхняя (около 8 м) — НКБ. В подошве покрова развиты мелкозернистые хлорит-тремолитовые породы, в которых изредка можно наблюдать реликты структуры микроспинифекс. Для этого горизонта характерны «карандашные» миндалины; верхние концы миндалин длиною в несколько сантиметров отклоняются к северу, что позволяет предполагать направление течения лавы с юга от выделяемого вулканического центра в районе оз. Лампела (Куликов е. а., 1980).

В 1.5 м выше контакта покрова хлорит-тремолитовые породы становятся среднезернистыми с реликтами порфировой структуры. Вкрапленники темноцветных минералов (оливин, пироксен) замещены тремолитом в ассоциации с хлоритом. В реликтах апостекловатой массы наблюдаются лейсточки плагиоклаза.

В 6 м выше подошвы потока в породе резко возрастает количество плагиоклаза (до 30—40 %) и структура становится толеитовой. Здесь же появляются первые миндалины, выполненные в основном кварцем. Вверх по разрезу количество миндалин возрастает, а минеральный состав практически не изменяется. Изредка отмечаются вкрапленники темноцветного минерала (оливин?), псевдоморфно замещенного агрегатом хлорита и тремолита. Выше лежащий покров обнажен фрагментарно, по своему строению он аналогичен вышеописанному и имеет мощность не менее 20 м.

На горах Вуоснатунтури и Янисваара среди metabазальтов наблюдались пластовые тела существенно амфиболовых пород, которые, вероятно, образовались по коматитовым базальтам. Детальное изучение этих пород не проводилось.

Кроме лавовых образований вулканическая толща содержит интрузии ультрамафитов (массив Какойва и другие более мелкие тела серпентинитов). Одно из таких маломощных тел весьма причудливой формы отмечено на юго-восточном склоне горы Хауккатунтури (рис. 34). Оно отчетливо выделяется на поверхности благодаря своей бурой окраске на фоне зеленых metabазальтов и габброидов. Наличие в верхней толще ВКБ и гипабиссальных тел серпентинитов свидетельствует о пульсирующем характере ультрамафитового вулканизма на фоне массового излияния базальтоидов и более кислых обогащенных плагиоклазом андезибазальтов.

Район севера Советской Карелии представляет собой хороший полигон разнофациального развития ультраосновного магматизма. Благодаря различному эрозионному срезу тел на поверхность выведены ультрамафиты, формировавшиеся на поверхности (лавы), на малых глубинах в пределах нижнепротерозойского комплекса и на значительных глубинах в гранито-гнейсовой раме основания. Ранее внимание к этому вопросу не привлекалось в связи с тем, что существовало мнение о разновозрастности ультрабазитов, залегающих среди супракрустальных толщ протерозоя и гранитоидного фундамента Карелии. Первые обычно относились к габбро-перидотитовой формации нижнего протерозоя, а вторые — к гипербазитовой верхнего архея (Лавров, 1979). В то же время анализ пространственного размещения ультрабазитов, их приуроченность к единым поясам и ветвям, трассирующим как протерозойские

Таблица 11

Химический состав высокомагнезиальных вулканитов и ультрамафитов нижнего протерозоя Куолаярвинской структуры

Окислы	1	2	3	4	5	6
	5035-1	5011	5150	5022-2	5028-2	5187-1
SiO <sub>2</sub>	54.31	51.50	49.64	50.37	47.96	45.22
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.86	0.48	0.64	0.57	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.29	11.85	17.36	11.25	11.15	10.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.17	1.69	1.67	1.32	0.94	1.07
FeO	8.62	8.74	6.90	9.61	9.10	10.06
MnO	0.22	0.21	0.14	0.18	0.23	0.20
MgO	10.59	10.61	10.87	11.71	15.40	18.29
CaO	6.36	9.08	11.30	8.52	7.90	8.14
Na <sub>2</sub> O	2.76	2.43	2.03	1.55	1.85	0.54
K <sub>2</sub> O	1.23	0.22	0.30	1.48	0.18	0.68
H <sub>2</sub> O	0.14	0.17	0.06	0.10	0.15	0.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.005	0.005	—	—	0.004	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.065	0.078	0.03	0.028	0.094	0.04
П. п. п.	2.48	2.72	3.07	3.59	4.57	4.10
CoO	0.009	0.008	0.007	0.009	0.009	0.016
NiO	0.041	0.041	0.04	0.033	0.065	0.09
CuO	0.003	0.019	Сл.	0.004	0.003	Сл.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.18	0.05	0.050	0.29	0.22
S	Сл.	0.03	—	—	Сл.	—
Сумма	100.28	100.44	99.95	100.44	100.49	100.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	12.5	13.78	36.16	17.58	19.56	17.26

Таблица 11 (продолжение)

Окислы	7	8	9	10	11	12
	5159	Ср.		5018-7	Ср.	
SiO <sub>2</sub>	40.42	42.21	41.12	40.22	38.35	35.36
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.32	0.36	0.34	0.28	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.88	5.51	4.68	4.91	1.21	3.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	10.43	3.74	3.57	8.10	5.95
FeO	12.14	—	8.21	7.36	4.77	5.24
MnO	0.22	0.13	0.16	0.16	—	0.11
MgO	19.30	28.12	29.50	30.57	32.25	40.82
CaO	8.30	3.48	3.23	2.26	3.12	—
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.03	0.20	0.04	0.13	0.13
K <sub>2</sub> O	0.12	0.06	0.07	Не обн.	—	—
H <sub>2</sub> O	0.12	0.17	—	0.32	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.07	0.11	0.003	—	0.015
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	—	0.02	0.058	0.025	Сл.
П. п. п.	6.25	9.04	7.96	9.78	9.26	10.03
CoO	0.013	—	—	0.014	0.014	0.02
NiO	0.081	0.18	0.13	0.19	0.16	0.16
CuO	Сл.	0.005	—	0.004	Не обн.	0.002
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.23	0.49	0.75	0.28	0.85
S	—	—	—	Сл.	0.16	0.015
Сумма	99.81	99.99	99.98	100.55	100.28	100.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	15.54	17.22	13	14.44	12.57	7.56

Примечание. 1—7 — вулканиты; 8 — средний состав коматита (Савочкина, Плетнев, 1985); 9 — средний состав интрузивных ультрамафитов (р-н Куолаярви, Лавров, 1979); 10 — серпентинит из дайки р-на Хауккатунтури; 11 — средний состав ультрамафитов (р-н Ниваярви, Лавров, 1979); 12 — средний состав оливинитов (р-н оз. Каменного, Лавров, 1979).

толщи, так и фундамент (рис. 33), минералогическое и геохимическое единство сближенных интрузий, расположенных в толщах ятулия (Ханкусъярви), в гранитоидах (Каменное озеро, Ортас и др.), свидетельствуют о принадлежности их к единому этапу магмапроявления. А весь спектр различий следует объяснять в основном разной глубиной их формирования. В частности, более магнезиальный состав тел, расположенных в фундаменте (табл. 11), очевидно, объясняется процессами отсадки протокристаллов оливина в подводящих каналах. Форма этих каналов весьма своеобразна — от округлых до трещин. Отсадкой ранних кристаллов оливина в подводящих каналах можно объяснить и высокую его магнезиальность в этих телах ( $Fa_{6-10}$ ).

На более высоких уровнях кристаллизации ультраосновных расплавов, в других *PT*-условиях менялся и состав формировавшихся пород. Дифференциация проявилась более интенсивно с образованием более кислых членов единого ряда.

### СТРУКТУРА КУММИТСОЙВА

Данная структура расположена на территории Финляндии северо-западнее Куоляярвинской. Фундаментом лаппония там являются трондjemитовые ортогнейсы, граниты и биотитовые гнейсы (Manninen, 1981). Базальные аркозы лаппония переходят в кварциты, серицитовые сланцы и скарны. В верхней части развиты прослои уралитовых зеленокаменных пород. Вверх по разрезу они сменяются мафическими вулканитами с прослоями средних, кислых и ультраосновных пород, относимых к комплексу Салла (Saverikko, 1983). Он перекрывается с несогласием (?) толщей углеродсодержащих сланцев, джеспилитовых железных руд, сульфидных, кремнистых сланцев, доломитов, метаграувакк, которые в верхней части содержат горизонты конгломератов. В гальке конгломератов встречаются вулканиты и амфиболиты. Конгломераты переходят в пирокластические коматииты. Наиболее молодыми породами в районе Юратси, вероятно, являются полимиктовые конгломераты, метаграувакки и серицитовые кварциты, которые, по мнению А. Сильвеннойнена и др. (Silvenpoinen et al., 1980), сопоставимы с карельскими образованиями. Супра-круптальные толщи района прорываются интрузией габбро Аканваара с возрастом 2.32 млрд. лет (Manninen, 1981) и плагиомикроклиновыми гранитами с возрастом 1.8 млрд. лет (Lauergma, 1982). Среди пород коматиитового комплекса Куммитсойва мощностью до 500 м, выделенного М. Саверикко, различаются три главные разновидности: лавы, крупно- и тонкообломочные пирокласты. По химическому составу они соответствуют коматииту нашей классификации.

Лавы слагают в основном центральную часть структуры и имеют подчиненное значение. Они обычно имеют амфибол-хлоритовый состав, за исключением нескольких потоков в нижней части комплекса, представленных серпентин-оливиновыми породами (кумулятами). Последние темно-коричневого цвета, на свежем сколе — темно-серые. Среднезернистые массивные потоки в краевых частях становятся тонкозернистыми, переходят в брекчии. Серпентин-оливиновые кумулаты состоят в основном из измененных до мономинеральных агрегатов серпентина и тремолита. Бастит наблюдается в виде псевдоморфных фенокристаллов размером до 3 мм. Фенокристаллы оливина (1—6 мм) также эвгедральные, по краям замещены иддингситом. Хлорит составляет интеркумуляусный агрегат.

Амфибол-хлоритовые породы — светло-коричневые или коричнево-зеленые, зеленовато-серые в изломе, массивные — содержат структуры течения в тонкозернистых разновидностях. Иногда в них наблюдаются сферические миндалины, выполненные карбонатом или тремолит-актинолитом.

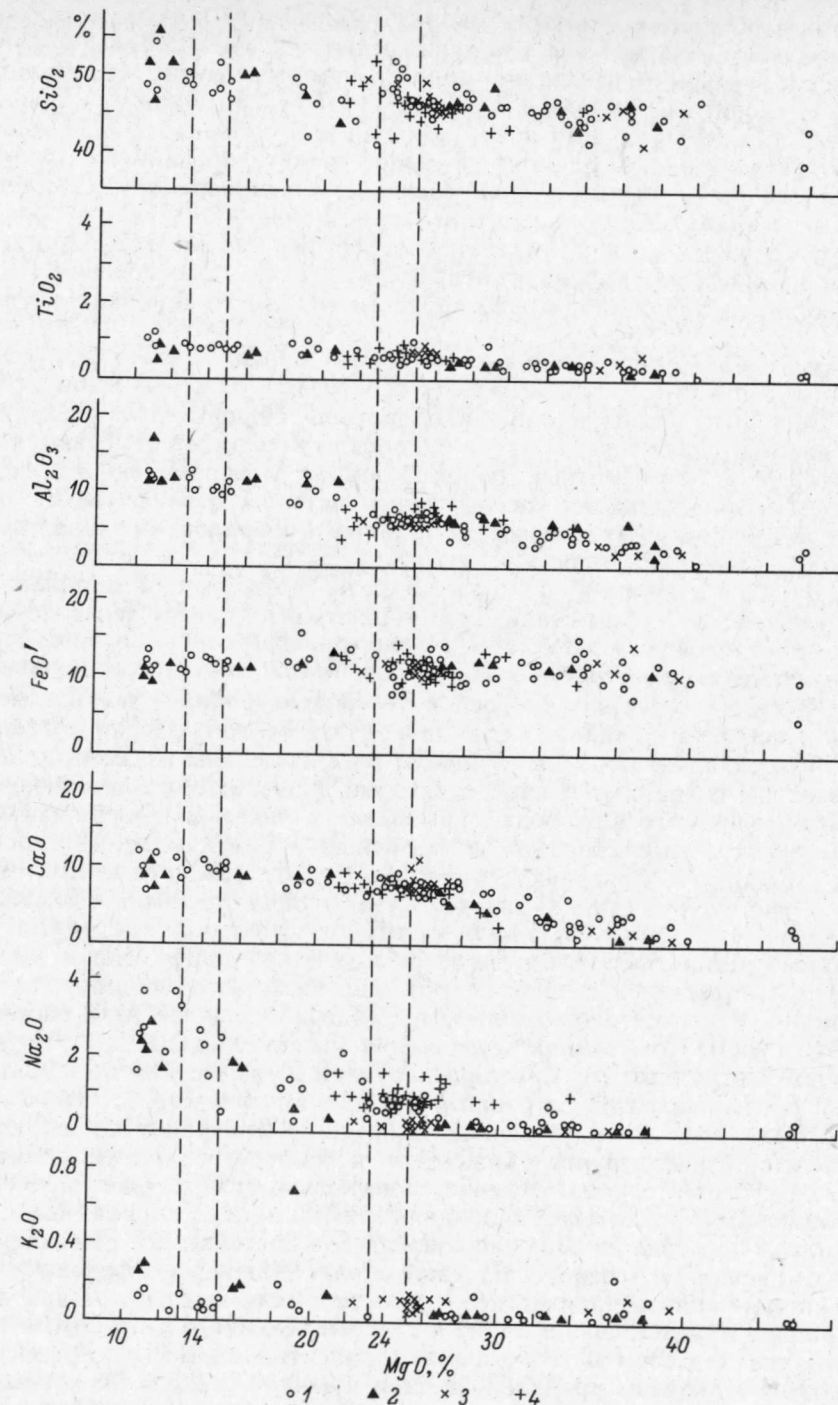


Рис. 35. Вариационная диаграмма высокомагнезиальных вулканитов Лапландской зоны.

Структуры (районы): 1 — Саттасваара (Saverikko, 1985), 2 — Куоляярви (с частичным использованием данных Е. Н. Савочкиной и А. Т. Плетнева, 1985), 3 — Карасйок (Henriksen, 1983), 4 — Куммитсойва (Saverikko, 1983), 5 — интрузии ультрамафитов, Куоляярви, Каменное (М. М. Лавров, 1979).



В крайних частях потоков лавы переходят в обломочные породы, встречаются «блоковые» лавы. Подушечные текстуры редки. Обычно породы изменены, и первичные структуры не всегда под микроскопом различимы. Менее измененные амфибол-хлоритовые породы в нижних частях потоков похожи на кумулаты, а тонкозернистые верхние части лав — массивные и минералогически гомогенные. Фенокристаллы наблюдаются в виде уралитизированного тремолит-актинолита или реликтов пылевидных непрозрачных минералов. В уралитизированных кристаллах иногда просматриваются двойники авгита. Преобладающим минералом в краевых зонах является бесцветный амфибол. Хлорит рассеян в амфиболовой массе или выполняет неправильной формы обособления. Из других минералов в амфибол-хлоритовых породах отмечаются карбонат, магнетит, пирит.

Крупнообломочные пирокласты представлены агломератами, брекчиями и лапиллями, коричневыми с поверхности и зеленовато-серыми на сколе. Лапилли и бомбы, как правило, окатаны. Породы грубо стратифицированы и слабо отсортированы. Среди однородных обломков отмечаются углеродсодержащие и карбонатные породы, иногда зеленокаменноизмененные вулканы. По минеральному составу пирокласты не отличаются от тонкозернистых лав и содержат в качестве главных минералов амфибол, хлорит, а в жилах — тремолит и асбест.

Тонкообломочные пирокласты представлены лапиллиевыми туфами, туфами и туфопесчаниками коричневого или зеленовато-серого цвета на выветрелой поверхности и зеленовато-серыми на свежем изломе. Хорошо выражена слоистость, встречаются косая слоистость, оползневые текстуры. В туфах содержатся прослои углеродсодержащей породы мощностью до 16 м, филлита, слюдяного сланца и андезитового туфа. Нередко фиксируется мелкая складчатость. Часто породы рассланцованы и изменены и первичные текстуры сохраняются как реликтовые. Появляются новые генерации бесцветного игольчатого амфибола, скрытокристаллический хлорит аккумулируется на поверхности сланцеватости. На основе аналитических данных, приведенных в работе М. Саверикко (Saverikko, 1983), можно отметить, что подавляющая часть вулканических пород комплекса Куммитсойва относится к коматиитам с содержанием  $MgO$  (в пересчете на безводный остаток) более 24 %. Они образуют довольно компактную группу на петрохимических диаграммах независимо от фациальной принадлежности (рис. 35). Только некоторые эпикластические породы, видимо из-за посторонних примесей, содержат меньше  $MgO$ , обогащены  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ . Повышенное содержание магнезии (до 32 %) отмечается в кумулатах. По данным М. Саверикко, вулкан Куммитсойва был континентальным и располагался на островах и окраине внутреннего бассейна. Лавы, очевидно, были сравнительно вязкие и низкотемпературные. Этим следует объяснять отсутствие структур спинифекс и наличие большого количества пирокластического материала. Отмечается несколько фаз извержений, чередующихся с периодами эрозии и формирования эпикластических пород. Коматиитовый вулканизм следовал за осадконакоплением в бассейне, которое сопровождалось формированием углеродсодержащих толщ. Для первых фаз извержений была характерна повышенная магнезиальность. Заключительные этапы вулканизма в районе Юратси связаны с проявлением основного магматизма в виде нека мафитов. В целом в геологическом развитии структуры Куммитсойва коматиитовый вулканизм проявлен на завершающей стадии. Ей предшествовали активные проявления мафитового вулканизма с периодами извержений кислых и средних вулканических пород. Формирование железорудной толщи Юратси М. Саверикко связывает также с коматиитовым вулканизмом.

## СТРУКТУРА САТТАСВААРА

Данная структура расположена в центральной части Лапландской зоны, где фундаментом лаппония являются орто- и парагнейсы, имеющие возраст 3.1 млрд. лет. (Kröner et al., 1981). В разрезе лаппония высокомагнезиальные вулканы структуры мощностью до 2 км слагают его верхнюю часть и отнесены М. Саверикко (Saverikko, 1985) к комплексу Саттасваара. Они частично переслаиваются(?) с углеродсодержащими породами, а в основном залегают на них и перекрываются зеленокаменными образованиями с карбонатными зелеными сланцами (комплекс Киттеля). Лаппонийские образования с резким угловым несогласием перекрываются кварцитами и конгломератами формации Кумпу. Возраст комплекса Саттасваара оценивается некоторыми финскими геологами древнее 2.34 млрд. лет, так как расслоенная интрузия Койтелайнен, имеющая этот возраст, оказывает термальное воздействие на вулканы и содержит их ксенолиты (Saverikko, 1985). Однако с нашей точки зрения, эта цифра представляется завышенной для людиковийского надгоризонта, с которым коррелируется комплекс Саттасваара, и нуждается в дополнительной проверке.

М. Саверикко все породы комплекса разделяет на три разновидности главным образом на основе минерального состава, представленного вторичными минералами: амфиболовые, амфибол-хлоритовые породы и серпентиниты (перидотиты). Первые он относит к «коматиитовым базальтам» ( $MgO$  9—18 %, в отдельных анализах более 24 %  $MgO$  в пересчете на безводный остаток), вторые — к «(базальтовым) коматиитам» ( $MgO$  18—29 %,  $SiO_2$  от 41 до 49 % в пересчете на безводный остаток) и третьи — к «коматиитам» ( $MgO$  > 29 %,  $SiO_2$  от 38 до 47 % в пересчете на безводный остаток). В соответствии с принятой в данной работе классификацией основную массу амфиболовых пород следует рассматривать как НКБ. Амфибол-хлоритовые породы в зависимости от магнезиальности должны быть разделены на ВКБ и коматииты. При этом к коматиитам нужно относить такие разновидности, выделяемые М. Саверикко, как порфиритовые лавы и пирокласты. Коматииты того же автора соответствуют коматиитам нашей классификации. Ниже дается краткая характеристика пород комплекса Саттасваара в основном по указанной работе М. Саверикко. Амфиболовые породы (обычно плагиоклазсодержащие) являются преобладающими, а в районе Саттасваара имеют мощность не менее 1200 м и разделяются на три пачки. В нижней пачке (450 м), залегающей на углеродсодержащей толще, преобладают массивные лавы. В ряде потоков в нижних частях развиты более магнезиальные разновидности (ВКБ). В средней (350 м), отделенной от нижней пачкой лав и пирокластов (мощностью до 100 м) ВКБ и коматиитов, преимущественное развитие имеют подушечные лавы. Верхняя пачка (500 м) образована массивными и подушечными НКБ с брекчиевидной кровлей. Она отделена от средней горизонтом вулканических конгломератов мощностью до 50 м. Верхняя пачка перекрыта толщей ВКБ и коматиитов мощностью до 300 м, слагающих шлаковый конус, и прорываются вулканическим неком размером 10—30 м, сложенным коматиитами. Последние наибольшее развитие получили в углеродсодержащей толще. Ранее они описывались как силлы перидотитов. Интрузивная природа некоторых из них, по-видимому, и сегодня не вызывает сомнения, и они могут рассматриваться в качестве гипабиссальной фации коматиитового вулканизма.

Амфиболовые породы (НКБ) представлены тремя разновидностями: массивными лавовыми потоками, подушечными лавами и пирокластами. Массивные НКБ имеют зеленую выветрелую поверхность, характеризуются структурами течения, брекчированы. Некоторые потоки содержат сферические, иногда неровные миндалины, заполненные эпидотом, полевым шпатом, карбонатом или амфиболом. Границы потоков нередко шлаковидные. Контакты между ними резкие и спокойные, подчеркиваются различиями в цве-



товых оттенках и по степени содержания обломков. Массивные лавы существенно мономинеральные, состоят из пластинок зеленого или бледно-зеленого амфибола, бесцветные тремолитовые пластинки редки. Тонкозернистый плагиоклаз распределен равномерно, а также присутствует в виде агрегата совместно с эпидотом. В пределах этой нематобластовой основной массы присутствуют полигедральные фенокристаллы размером 0.1—1 мм, замещенные роговой обманкой — актинолитом. Аксессуары — эпидот, хлорит, карбонат, сфен, рудный.

Лавовые подушки (5—100 см) — сферические, эллипсоидальные или уплощенные с хвостовыми частями. В них закаленные поверхности и трещины остывания редки, трещиноватость местами развита достаточно хорошо с образованием подушечной брекчии. Лавовые подушки микропорфировые: полигедральные фенокристаллы (0.1—2 мм) сильно хлоритизированы, включая реликтовый первичный плагиоклаз. Микролиты зеленого актинолита сохранены в соскритизированной скрытокристаллической минеральной ассоциации.

**Пирокласты НКБ** представлены брекчией, смешанной с агломератом и туфогенными образованиями. Пузырчатость шлаковых бомб и лапиллей максимальная в центре. Пирокластика имеет размерность от тонкого пепла до бомб. Лапилли и крупные пепловые частицы состоят из скрытокристаллического или тонкозернистого зеленоватого актинолита, в меньшей степени — хлорита и полевошпатовых порфировых включений (глазков) размером 0.005—1 мм. Тонкий пепел обычно перекристаллизован в актинолит, плагиоклаз и хлорит, в меньшей степени — карбонат, эпидот и рудные минералы. Эпикластические вулканические конгломераты грубо сортированы. Галька в мономиктовом конгломеративном горизонте сложена амфиболовыми породами и первично полуокатана и окатана. Основная масса состоит из хлорита, слюды и амфибола.

**Амфибол-хлоритовые породы (ВКБ и коматииты)** имеют красноватую или коричневатую до зеленовато-серой корку выветривания. Кроме амфибола и хлорита породы содержат серпентин, пироксен, магнетит, сульфиды и карбонат. Лавы тонкозернистые или афанитовые, массивные или анизотропные, характерны брекчии в кровле потоков и блоковые лавы. Иногда они слабопузыристые, содержат карбонатные миндалины сферической, эллипсоидальной или веретенообразной формы, заполненные афанитовым хлоритом, включениями стекла. Массивные лавы, как правило, микропорфировые, содержат также стекло и автокласты. Афанитовые лавы состоят из скрытокристаллического бесцветного амфибола и хлорита, местами основная масса содержит микролиты тремолита и тонкозернистого пироксена. Округлые и полигедральные фенокристаллы размером 0.2—3 мм аккумулируются в нижней части лавовых потоков. Обычно они представлены псевдоморфозами, вероятно, по клинопироксену, так как авгит и диопсид иногда сохраняются (Mikkola, 1941; Рарипен, 1977). Пирокластика представлена лапиллями, лапиллиевыми туфами и агломератами. Они слабо окатаны.

**Коматииты** (кумулятивные) характеризуются коричневой коркой выветривания. Они, как правило, массивные и крупнозернистые. Главные минералы — оливины и пироксен. Пузыри, незначительно автобрекчированные зоны и другие вулканические текстуры свидетельствуют о принадлежности этих пород к эффузивам. Оливин в кумулюсных кристаллах, окруженный авгитом и гиперстеном, серпентинизирован в различной степени, а пироксены частично уралитизированы и хлоритизированы. Интенсивно серпентинизированные коматииты имеют серо-зеленую окраску и сложены в основном серпентином в псевдоморфозах по оливину; тремолит—актинолит, тальк и хлорит также иногда являются главными минералами. Незначительное количество вулканического стекла разлагается с образованием скрытокристаллического хлорита и серпентина. Рассеянные хромит, магнетит и сульфиды являются аксессуарами. Коматииты

наряду с лавами встречаются и в неках, прорывающих верхнюю пачку НКБ на горе Саттасваара. Породы комплекса Саттасваара характеризуются довольно широким спектром химических составов от НКБ до коматиитов с колебаниями MgO от 10 до 30 %. Существенных различий между породами разных фаций не установлено. В пределах одного потока содержание MgO, коррелируемое с количеством оливина, изменяется довольно слабо. Известны потоки(?) кумулятивного типа среди подстилающих комплекс Саттасваара углеродсодержащих сланцев с повышенной магнезиальностью. В развитии комплекса отмечаются три фазы. Магнезиальность вулканитов вверх по разрезу возрастает. В то же время последние извержения в районе имеют мафитовый состав. Наиболее крупный коматиитовый вулкан Саттасваара, по предположению М. Саверикко, располагался на пересечении северо-западного рифтообразующего разлома с северо-восточным поперечным. Наличие в составе комплекса и подушечных лав, типичных для водных условий, агломератов и лапиллей, которые характеризуют наземные условия, позволяют предполагать палеогеографическую обстановку островного типа.

### СТРУКТУРА КАРАСЬОК

Данная структура располагается на северо-западной окраине Лапландского сланцевого пояса на территории Норвегии. В последние годы детальное изучение этого района (Henriksen, 1983) позволило выделить там породы коматиитовой серии, которые имеют определенные черты сходства с коматиитами Финской Лапландии. Среди докембрийских образований отчетливо выделяются четыре геологических комплекса, имеющих субмеридиональное простираие (с запада на восток): гранито-гнейсовый, зеленокаменный, пояс с горнблендитовыми гнейсами и гранулитовый. Стратиграфические взаимоотношения между комплексами достоверно не установлены, и контакты между ними, вероятно, тектонические.

Гранито-гнейсовый комплекс представлен преимущественно гранодиоритоналитами и, по-видимому, является древнейшим. Полученные радиометрические датировки гранитоидов (2.8 млрд. лет) свидетельствуют об архейском возрасте геологических событий. На гранито-гнейсовом фундаменте с несогласием залегает метаосадочная формация Скоганваара, представленная конгломератами с галькой гранитоидов (2.8 млрд. лет, Skalvoll, 1972), аркозами, кварцитами и фуксит-карбонатными породами.

Зеленокаменные породы Карасьок характеризуются надвиговым контактом с гранито-гнейсовым комплексом и формацией Скоганваара (Henriksen, 1983). Метаморфизм изменяется от биотитовой субфации на западе до низов амфиболитовой фации на востоке. Возраст традиционно считается протерозойским (Skalvoll, 1972; Mearns, Krill, 1984), но некоторые исследователи (Gaal e. a., 1978; Henriksen, 1983) склонны относить эти зеленокаменные породы к верхнему архею.

Горнблендитовый (осадочно-вулканогенный) и гранулитовый (осадочный) комплексы, расположенные восточнее, обычно относят к архею (Merilainen, 1976; Simonen, 1980, и др.). В строении комплекса Карасьок Х. Хенриксен выделяет три толщи. Нижняя представлена метаосадочными полосчатыми графитистыми сланцами, филлитами, псаммитами и фукситсодержащими кварцитами, в которых встречаются небольшие включения мафит-ультрамафитовых вулканитов. Средняя толща сложена мафит-ультрамафитовыми вулканитами с прослоями кварцитовых и пелитовых метаосадков. Верхнюю толщу образуют аркозовые и кварцевые метаосадки с редкими горизонтами пелитов. Среди ультрамафитовых пород Х. Хенриксеном выделено две разновидности: хлорит-амфиболовые породы и кумуляты. По своим петрохимическим параметрам они отвечают коматиитам.



Хлорит-амфиболовые породы имеют широкое распространение и залегают в основном в виде слоев в средней толще и в виде включений — в нижней. Для них характерна зеленовато-серая окраска. В зависимости от деформации они бывают массивными или листоватыми. В недифференцированных частях потоков более заметны подушки и полигональная трещиноватость. Подушечные лавы мощностью до 10 м состоят из подушек от шарообразной до овальной и почкообразной формы с размерами по длинной оси от 20 до 70 см. Межподушечное пространство иногда заполнено силикатным осадочным материалом. В породах весьма затруднено выявление спинифекс-структур вследствие метаморфизма и деформаций. Общая минеральная ассоциация, установленная в хлорит-амфиболовых породах (магнийевый хлорит + тремолит  $\pm$  антигорит  $\pm$  карбонат  $\pm$  оливин), является метаморфической и соответствует прогрессивной метаморфической перекристаллизации ультрамафитов в условиях от верхней ступени зеленосланцевой фации до нижней ступени амфиболитовой фации. Преобладающие хлорит и антигорит расположены в очень тонкозернистой основной массе, состоящей главным образом из войлочных прорастаний хлорита по измененному стеклу.

Кумуляты залегают в форме прерывистых слоев и линз, тесно связаны с хлорит-амфиболовыми породами и характеризуются высокой магнезиальностью (34—40 % MgO) в пересчете на безводный остаток. Макроскопически кумулятные породы узнаются по шоколадно-коричневой корке. В этих породах изометричные псевдоморфозы хлорита представляют собой первичные мегакристаллы оливина. Реликтовые коричневые оливины весьма редки, так же как шпинель и хромит. Последний обычно замещен магнетитом. В этих породах широко распространена метаморфическая перекристаллизация с образованием оливина, антофиллита, талька, магнезита и ортопироксена.

Хлорит-амфиболовые породы и кумуляты на петрохимических диаграммах ложатся в поле коматитов. На диаграммах  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$  они образуют тренд с характерным уменьшением MgO при почти постоянном  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Это обстоятельство позволяет предположить, что фракционирование оливина было доминирующим фактором изменчивости состава этих пород. Х. Хенриксен предполагает, что первичный ультраосновной расплав содержал около 29 % MgO в пересчете на безводный остаток. Породы с содержанием 21—39 % MgO могли образоваться из этого первичного расплава путем фракционирования оливина и хромита с появлением высокомагнезиальных кумулятов и дереватного расплава, из которого формировались менее магнезиальные вулканы. На диаграмме (рис. 35) рассматриваемые коматиты весьма сходны с коматитами Финской Лапландии. Встречающиеся в ассоциации с коматитами толеитовые базальты характеризуются низкой магнезиальностью (5—8 % MgO) и отчетливо разделяются на диаграммах  $\text{MgO}-\text{TiO}_2$  и  $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ . В коматитах наблюдается обогащенность Ni, Co и Cr в кумулятах. Для Ni и Co это согласуется с концентрацией данных элементов в оливине на первых стадиях кристаллизации. Обогащенность кумулятов хромом отличает коматиты Карасёк от коматитов других районов, где его повышенная концентрация отмечается в зонах спинифекс-структур при содержании MgO 18—25 %. Хотя хром и входит в состав оливина, его малая концентрация в последнем не может объяснить наблюдаемых соотношений. Следовательно, отделение хромита или хромшпинели, кроме фракционирования оливина, является необходимым для объяснения наблюдаемых концентраций хрома в породах.

Сравнительный анализ высокомагнезиальных пород Лапландской зоны, проведенный впервые, позволяет сделать следующие выводы.

1. Несмотря на дискуссионность некоторых стратиграфических построений исследователей разных стран Северной Европы, наиболее отчетливо прослеживается в Лапландской зоне один (людиковийский, по нашему мнению) уровень ультрамафитового магмапроявления, которое связано с возник-

новением рифтогенной структуры на границе Карельского и Беломорского геоблоков Балтийского Щита. В отдельных участках Лапландии среди гранито-гнейсовых образований, вероятно, сохранились и реликты лопийских зелено-каменных поясов типа Тунтса-Савукоски с присущими им коматитами и коматитовыми базальтами.

2. Лапландский проторифт имел сложное строение, где помимо трещинных извержений существовали вулканы центрального типа. К таким вулканам М. Саверикко относит Саттасваара и Куммитсойва. В советской Северной Карелии в качестве подводящих каналов, глубоко эродированных, вероятно, следует рассматривать интрузии ультрамафитов типа Ниваярви, а также озер Каменное, Ортсас и др., образующие трубообразные и дайкообразные тела в гранитоидной раме. В Куолаярвинской структуре вулканический центр прогнозируется в районе оз. Лампела (Kulikov *et al.*, 1980).

Вблизи вулканических центров широкое развитие получили пирокластические фации (Саттасваара, Куммитсойва и др.). На удалении более типичны лавовые потоки и силлы. Наиболее мощные толщи коматитов сформированы в Центральной Лапландии, где доминирующее положение занимают пирокласты. Обилие пирокластики — отличительная черта коматитовой серии Лапландии.

3. На петрохимических диаграммах (рис. 35) высокомагнезиальные вулканы Лапландии объединяются в единый ряд. Он содержит все элементы коматитовых серий — от НКБ до коматитов с высоким (более 40 %) содержанием MgO. Тонкое геохимическое изучение вулканитов серии еще не проведено.

4. С коматитовым вулканизмом Лапландии связываются месторождения и рудопроявления железа и золота (Saverikko, 1985).

## ПЕЧЕНГСКО-ВАРЗУГСКАЯ ЗОНА

Данная зона состоит из двух пространственно разобщенных крупных структур: Печенгской (на северо-западе) и Имандра-Варзугской (на юго-востоке).

### ИМАНДРА-ВАРЗУГСКАЯ СТРУКТУРА

Она является крупнейшей на Кольском полуострове, протягиваясь в северо-западном направлении на 330 км при средней ширине 40—50 км. В тектоническом отношении тяготеет к сочленению Беломорского и Кольского геоблоков Балтийского щита и характеризуется, вероятно, наиболее мощным разрезом нижнего протерозоя. Структура долгое время оставалась слабо изученной, однако в последние годы усилиями главным образом геологов ПГО «Севзапгеология» (Л. Н. Потрубович, Л. И. Иванова, Г. П. Колесников, В. Н. Соколова, Е. В. Тавосшерн и др.) и Кольского филиала АН СССР (А. М. Иванов, А. К. Симон, М. Т. Козлов, В. Г. Загородный, А. А. Предовский и др.) были решены многие спорные вопросы ее геологии. Обобщение материалов отражено в коллективной монографии «Имандра-Варзугская зона карелид» (1982), которая широко использована при написании данного раздела.

В разрезе осадочно-вулканогенных пород выделено три серии: стрельнинская, варзугская и томингская, состоящие из ряда свит общей мощностью до 18 км. В каждой из названных серий установлены высокомагнезиальные вулканы. В стрельнинской серии они приурочены к верхней сейдореченской свите, состоящей из двух подсвит: метаосадочной (нижней) и вулканогенной (верхней). В центральной части зоны Имандра-Варзуга в верхней подсвите выделено три группы покровов: нижняя — преимущественно НКБ (800 м)



и две андезибазальтовые с покровами дацит-андезитового состава в верхних частях (около 1000 м). НКБ — это альбит-актинолитовые породы, в которых доминирует темноцветный минерал. Иногда сохраняются реликты порфировой структуры. Наряду с лавами в разрезе присутствуют и субвулканические образования, которые трудно отделяются от первых, и установить их долю в разрезе не представляется возможным. По химическому составу НКБ содержат до 13 % MgO и около 52 % SiO<sub>2</sub>, содержание TiO<sub>2</sub> не превышает 1 %. Стрельнинская серия коррелируется с сумийскими образованиями Карелии.

Высокомагнезиальные вулканы варзугской серии установлены на двух стратиграфических уровнях: в полисарской и умбинской свитах, которые коррелируются соответственно с сариолийским и ятулийским надгоризонтами Карелии. Полисарская свита залегает с разрывом, реликтами коры выветривания и структурным несогласием на вулканических породах сейдореченской свиты и подразделяется на две подсвиты — нижнюю (осадочную) и верхнюю (вулканическую). В нижней подсвите наиболее характерными являются грубообломочные породы, среди которых присутствуют бомбы базальтов (Мележик, 1977), единичные потоки коматиитовых базальтов. Ее разрез завершается пачкой песчано-глинистых пород, на которых с резким, но согласным контактом залегают вулканы верхнеполисарской подсвиты.

Наиболее полные разрезы известны на восточном берегу оз. Имандра, в районах рр. Умбы, Полисарки, горы Чирумняхи и др. Нижняя часть разреза сложена актинолит-хлоритовыми породами по коматиитовым базальтам. Среди них выделяются маломощные массивные покровы со шлаковыми корками в кровле и миндалекаменными зонами в приконтактных частях, а также горизонты подушечных лав. Размеры подушек изменяются от 0.5 до 2 м в поперечнике.

В верхней части разреза среди высокомагнезиальных вулканитов появляются крупные горизонты и линзы лавобрекчий (базальтового и андезибазальтового состава), включающие прослои подушечных лав, реже туфов. По простиранию они не выдержаны, нередко переслаиваются с ВКБ. Мощность верхнеполисарской подсвиты изменяется от 300 до 600 м.

Коматиитовые базальты не сохраняют первичного минерального состава; как правило, это хлорит-тремолитовые, тремолитовые до альбит-актинолитовые породы. Мономинеральные тремолитовые породы имеют реликты спинифекс-структуры пироксенового или пироксен-оливинового типа, образованной неориентированными игольчатыми кристаллами замещенного амфиболом минерала в сферолитовой тремолитовой основной массе (продукт перекристаллизации стекла). Хлорит-тремолитовые породы содержат псевдоморфозы хлорита по оливиноу изометричной формы. Плагноклазсодержащие породы обычно лучше раскристаллизованы, но и они содержат псевдоморфозы актинолита по метельчатым скелетным кристаллам.

Высокомагнезиальные вулканы полисарской свиты содержат 12—15 % (иногда до 19 %) MgO, менее 0.7 % TiO<sub>2</sub> и повышенное количество кремнезема (в среднем 50.8 %). Эти данные свидетельствуют о принадлежности их к коматиитовой серии.

Умбинская свита залегает согласно на полисарских вулканитах. Нижняя ее часть сложена осадочными (карбонатно-терригенными, пестроцветными карбонатно-глинистыми и терригенными) и туфогенными породами, а верхняя — вулканитами. Среди вулканитов центральной части зоны выделено четыре группы покровов, которые прослеживаются на всей площади развития и сохраняют присущие им признаки. Первая группа покровов наиболее полно обнажена в районах участка 33 км и Полисарских гор. Она характеризуется наличием среди базальтоидов пикритов и пикробазальтов, количество которых может достигать 50 % общей массы, и имеет

мощность от 150 до 500 м. Пикробазальты образуют мощные (до 25—30 м), хорошо выдержанные покровы. Редкие тела пикробазальтов установлены также в третьей группе покровов.

По составу среди вулканогенных образований верхнеумбинской подсвиты выделяются пикробазальты, базальты, трахибазальты и трахиандезиты. Пикриты и пикробазальты образуют хорошо выдержанные по простиранию покровы мощностью до 15—20 м. Породы зеленовато-серые, массивные и миндалекаменные, тонкозернистые. Структура пород порфировая, гломеропорфировая. Вкрапленники представлены пироксеном диопсид-авгитового ряда, иногда отчетливо зональным. Размеры их достигают 3—5 см по длинной оси (в основном 0.5—1.5 см), а общее количество составляет до 50 % объема породы. Основная масса представлена тонкозернистым агрегатом актинолита, тремолита и хлорита. Меньше развиты эпидот, плагноклаз, карбонат и рудный. Высокомагнезиальные вулканы умбинской свиты содержат в среднем 15.2 % MgO, 1.28 % TiO<sub>2</sub>, 45 % SiO<sub>2</sub>. Эти параметры значительно отличают их от вулканитов полисарской свиты и определяют принадлежность к толеитовой серии с повышенной щелочностью. Таким образом, начиная с умбинской свиты происходит смена серийности высокомагнезиального вулканизма Имандра-Варзугской структуры с коматиитовой на толеитовую. Эта закономерность была также отмечена Ж. А. Федотовым (1983, 1985).

В разрезе томингской серии, соответствующей, вероятно, ливвийскому и вепсийскому надгоризонтам, высокомагнезиальные вулканы тяготеют к верхней (пятой) толще, где среди однородных метабазальтов в пределах Митриярвинского блока встречаются потоки пикробазальтов и оливиновых (?) метабазальтов суммарной мощностью до 100 м. В породах отмечаются подушечная и вариолитовая текстуры. Подушка размером до 1.5 м имеет зональное строение. Межподушечное пространство заполнено хлоритизированным обломочным материалом. Пикробазальты и оливиновые базальты преобразованы в почти мономинеральные тремолититы с небольшой примесью хлорита, кальцита и лейкоксена. Породы характеризуются высокой железистостью и титанистостью (более 2 %) и относятся к толеитовой серии.

#### ПЕЧЕНГСКАЯ СТРУКТУРА

Данная структура — одна из наиболее изученных на Балтийском щите главным образом в связи с развитием в ней никеленосных комплексов. Геология района подробно описана в публикациях Л. И. Увадьева, В. Г. Загородного, С. Н. Суловой, М. А. Гиляровой, Л. Я. Харитоновой, А. А. Предовского, А. М. Ахмедова и др. В последнее время новым толчком для детального изучения докембрийских образований Печенги послужила Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3), пройденная до глубины более 12 км (рис. 36).

В разрезе структуры сотрудники Кольского филиала АН СССР выделяют печенгскую и южнопеченгскую серии, коррелируемые соответственно с варзугской и томингской сериями Имандра-Варзугской структуры. Печенгская серия, отвечающая по времени формирования сариолийскому, ятулийскому и людиковийскому надгоризонтам, состоит из четырех осадочно-вулканогенных свит (снизу вверх): ахмалахтинской, куэтсьярвинской, колосйокской и пильгуярвинской, а южнопеченгская, соответствующая ливвийскому и вепсийскому надгоризонтам, — из двух толщ: каплинской и брагинской.

Сотрудники ВСЕГЕИ (Кольская сверхглубокая, 1984) расчленяют печенгскую серию на большое количество свит с другими названиями. В настоящей работе используется схема Кольского ФАН СССР. Высокомагнезиальные вулканы развиты в основном в колосйокской и пильгуярвинской свитах (Пре-



Средний химический состав высокомагнезиальных вулканитов нижнего протерозоя Кольского полуострова

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	7	21	7	2	1	1	28	39	8
SiO <sub>2</sub>	50.95	50.81	44.99	44.50	46.20	42.62	43.93	43.48	43.60
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.58	1.28	2.47	1.55	2.80	1.40	2.22	1.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	10.60	9.74	10.63	8.70	9.53	5.66	6.39	7.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	1.82	5.42	2.14	10.16	5.43	2.90	1.77	4.23
FeO	8.80	8.26	7.93	12.46	5.53	11.44	11.99	10.78	9.13
MnO	0.17	0.15	0.19	0.20	0.24	0.20	0.14	0.22	0.13
MgO	2.27	13.37	15.19	13.04	14.80	10.20	20.43	15.78	19.28
CaO	8.10	7.76	9.01	7.75	7.91	14.03	6.04	14.32	8.53
Na <sub>2</sub> O	2.18	1.68	1.85	1.62	2.99	0.56	0.42	0.22	0.75
K <sub>2</sub> O	0.58	0.67	0.20	0.33	0.85	0.21	0.06	0.06	0.03
H <sub>2</sub> O	0.10	0.08	0.27	0.06	0.10	0.16	0.34	0.24	—
П. п. п.	3.05	3.46	3.88	3.85	1.54	3.14	6.32	4.05	3.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.14	0.35	0.17	—	—	0.38	0.25	—
CO <sub>2</sub>	0.16	0.07	0.35	0.14	—	—	0.10	0.02	—
Сумма	99.66	99.45	100.65	99.42	100.17	100.32	100.11	99.80	98.29
S	0.01	0.03	0.01	0.07	—	—	0.02	0.02	—
Cu	0.008	0.010	0.021	0.024	—	—	0.031	0.033	—
Ni	0.042	0.038	0.064	0.070	—	—	0.108	0.018	—
Co	0.006	0.006	0.010	0.006	—	—	0.014	0.008	—
Cr	0.100	0.13	0.115	0.08	—	—	0.095	0.029	—
V	0.016	0.018	0.018	0.029	—	—	0.014	0.024	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	14.4	18.3	7.6	4.3	5.6	3.4	4.0	2.9	6.4

Примечание. Свиты: 1 — сейдореченская, 2 — полисарская, 3 — умбинская, 4 — томинская (серия), 5 — куэстъярвинская, 6 — колосйокская, 7 — пильгуйярвинская, 8 — каплинская. Источники: 1—4 — Имандра-Варзугская ... (1982), 5—6 — Вулканыты ... (1980), 7—8 — Кольская сверхглубокая (1984), 9 — П. К. Скуфьин (1976).

Покровы пикритов и пикробазальтов, которые налегают друг на друга или разделены прослоями туфов и лавобрекчий основного состава, встречаются в средней части разреза. Их мощность достигает нескольких десятков метров. Среди покровов различаются два типа: дифференцированные и недифференцированные. В первых верхняя часть сложена метабазами с дендритовой структурой полевых шпатов. Они без резкой границы переходят в пикробазальты и пикриты нижних частей покровов. Недифференцированные покровы полностью сложены либо пикритами, либо пикробазальтами. Пикриты и пикробазальты образованы идиоморфными зернами субкальциевого авгита — салита с высоким содержанием магния, заключенными в существенно тальковой, тальк-хлоритовой и тальк-серпентин-хлоритовой тонкозернистой основной массе породы. Эта тонковолокнистая масса, вероятно, образовалась за счет вулканического стекла. В небольшом количестве встречаются бурая роговая обманка, а также редкие мелкие зерна пирита, сфена, ильменита и апатита. В оталькованных и серпентинизированных разновидностях пород — обилие магнетитовой «пыли». Структура породы порфировая с микроволокнистой основной массой.

По петрохимическим параметрам — высокое содержание титана (TiO<sub>2</sub> 1.4 %), общего железа (FeO' до 15 %), низкой щелочности и кислотности (в среднем 43—44 % SiO<sub>2</sub>) — высокомагнезиальные вулканиты тяготеют к толейтовой серии. Отнесение их к коматитовой серии некоторыми исследователями (Суслова, 1976, 1985) является ошибочным. Средние химические составы высокомагнезиальных пород Печенгской структуры (табл. 12) по титанистости сопоставимы с аналогичными породами умбинской свиты и томинской серии Имандра-Варзугской структуры, но отличаются от сейдореченской и полисарской свит той же структуры, представителей коматитовой серии.

довский и др., 1974). Возможно, единичные тела, представленные хлорит-тремолитовыми породами (Федотов, Федотова, 1978), которые по петрохимическим характеристикам (MgO — 21.3, TiO<sub>2</sub> — 0.66 %) соответствуют породам коматитовой серии, содержатся и в нижней ахмалахтинской свите. Одиночные покровы пикробазальтов толейтовой серии (MgO 14.8, TiO<sub>2</sub> 1.55 %) отмечаются в куэстъярвинской свите (Вулканыты..., 1980).

В колосйокской свите описаны три пластовых тела интенсивно измененных пикробазальтов с реликтами порфировой структуры. Породы состоят преимущественно из актинолита и хлорита, содержат MgO более 12, а TiO<sub>2</sub> — более 2.2 %. В нижнепильгуйярвинской подсвите (свита Ламмас по Голубеву и др., 1984) известны две пачки с туфами и туффитами ультраосновного состава мощностью до 600 м, которые нередко являются цементом междоформационных конгломератов.

Наибольшее распространение высокомагнезиальные вулканиты получили в разрезе верхнепильгуйярвинской подсвиты или свиты матер (Кольская сверхглубокая, 1984). Она занимает площадь около 600 км<sup>2</sup>, и ее мощность, подсеченная СГ-3, составляет 1059 м. Подсвита представлена метабазами (80 % разреза), туфами основного состава. В подчиненном количестве встречаются пикриты и пикробазальты, а также кварцевые порфиры и их туфы.

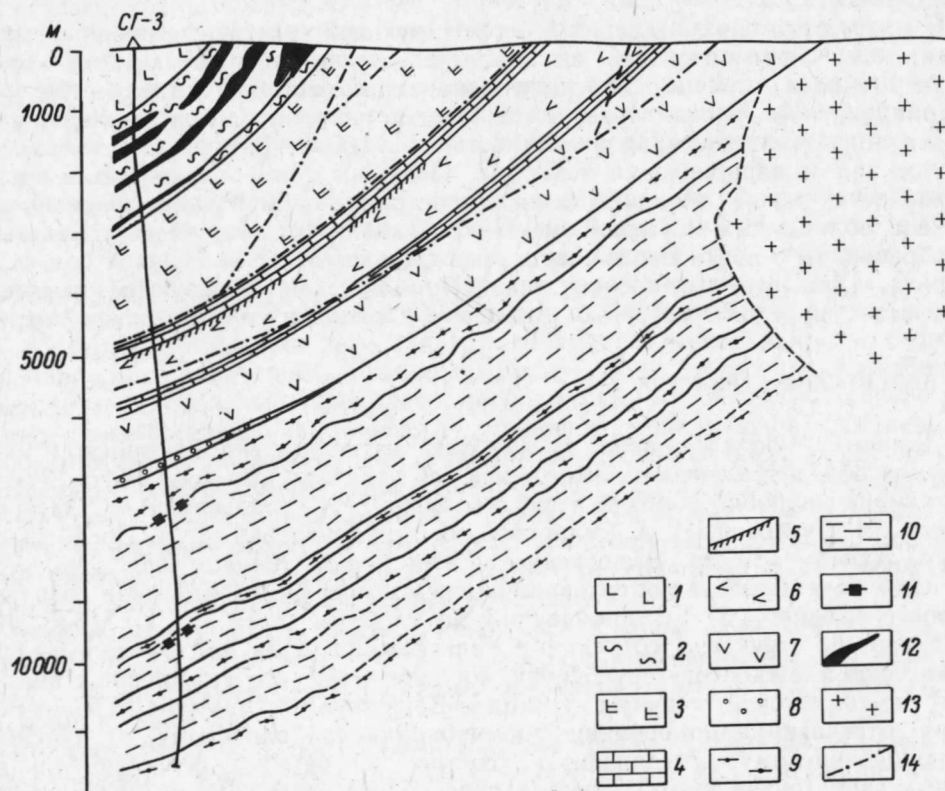


Рис. 36. Геологический разрез Кольской СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1984).

1 — авгитовые базальты с прослоями пикробазальтов; 2 — филлиты, алевриты с прослоями туфов, ритмично слоистые песчаники; 3 — базальты массивные и подушечные, туфы, в подошве пачки — тальк-хлоритовые сланцы; 4 — доломиты, песчаники; 5 — серицитовые сланцы; 6 — базальты; 7 — порфировидные базальты и сланцы по ним; 8 — полимиктовые конгломераты, гравелиты; 9 — мусковит-биотит-плагноклазовые гнейсы с телами амфиболитов; 10 — мигматизированные и гранитизированные биотит-плагноклазовые гнейсы, биотит-амфибол-плагноклазовые гнейсы и амфиболиты; 11 — магнетит-амфиболовые сланцы; 12 — верлиты, габбродиабазы; 13 — гранитоиды; 14 — тектонические нарушения.

Изучение геохимии вулканитов в разрезе СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1984) показывает незначительное увеличение щелочности и магнезиальности в нижней части свиты и отчетливые, ритмично повторяющиеся во времени тренды роста железистости в верхней части разреза. Отмечаются более высокие содержания титана и низкие хрома, никеля, ниобия в толитах, ассоциирующих с пикритами; свинцом обогащены толиты, ассоциирующие с кислыми вулканитами.

Брагинская толща (1500—2000 м) южнопеченгской серии представлена преимущественно туфогенными и излившимися средними породами с прослоями терригенов и линзами пикробазальтов и их туфобрекчий. Породы интенсивно милонитизированы. По своим геохимическим параметрам вулканиты данной толщи сопоставимы с подобными породами печенгской серии (табл. 12).

В качестве интрузивных аналогов высокомагнезиальных вулканитов Печенгской и Имандра-Варзугской структур обычно рассматриваются массивы и тела ультрамафитов и мафитов, которые, как правило, пространственно совмещены с вулканитами или залегают в нижних членах соответствующих свит и толщ. Из интрузивных образований наибольшее развитие и промышленную ценность представляют массивы Печенгской структуры, с которыми связаны крупные месторождения медно-никелевых руд (Медно-никелевые..., 1985).

## ОНЕЖСКАЯ МУЛЬДА

Онежская мульда, по-видимому, является первой структурой на Балтийском щите, где впервые были зафиксированы высокомагнезиальные вулканиты. Работами Г. П. Гельмерсена (1860), А. А. Иностранцева (1877), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888) и позднее В. М. Тимофеева (1935), М. А. Гиляровой (1941), сотрудников Карельского филиала АН СССР под руководством В. А. Соколова и других геологов было показано широкое развитие этих вулканитов, которые вместе с ассоциирующими с ними лавами базальтоидов объединены в суйсарский вулканический комплекс (суйсарский горизонт людиковийского надгоризонта). Этот комплекс занимает строго определенное стратиграфическое положение в разрезе нижнего протерозоя Онежской структуры. Наиболее древние образования нижнего протерозоя там представлены андезибазальтами сумийского надгоризонта, залегающими с элювиальной брекчией в основании на гранитоидах верхнего архея. Вулканиты с несогласием перекрываются толщей полимиктовых конгломератов и песчаников сариолийского надгоризонта. Залегающие выше осадки и вулканиты ятулийского надгоризонта имеют, как правило, в основании химическую кору выветривания, которая преимущественно перекрывается терригенами и метабазальтами, обычно относимыми к нижнему и среднему ятулию. Для верхнего ятулия наиболее характерны карбонатные породы (в том числе красноцветные), на некоторых участках развиты вулканиты и многочисленные силлы габбро-диабазов с титаномагнетитовым оруденением. Породы верхнего ятулия, по-видимому, со стратиграфическим несогласием (Стратиграфия..., 1984) перекрываются черносланцевыми толщами заонежского горизонта людиковийского надгоризонта. Эти шунгитовые породы с различным содержанием углерода обычно ассоциируются с доломитами и метабазальтами и включают многочисленные силлы габбро-диабазов, а также редкие тела перидотитов. Отложения суйсарского горизонта, залегающие с перерывом на заонежском, фациально различны на западе и центре синклинали и представлены многочисленными потоками лав, пирокластов и туфогенно-осадочных пород. Среди них особое место занимают генетически связанные пикриты, пикробазальты, оливиновые и пироксеновые базальты. Вулканиты суйсария с корой выветривания и несогласием перекрываются существенно терригенными породами бесовецкой и петрозаводской свит, относимых в соот-

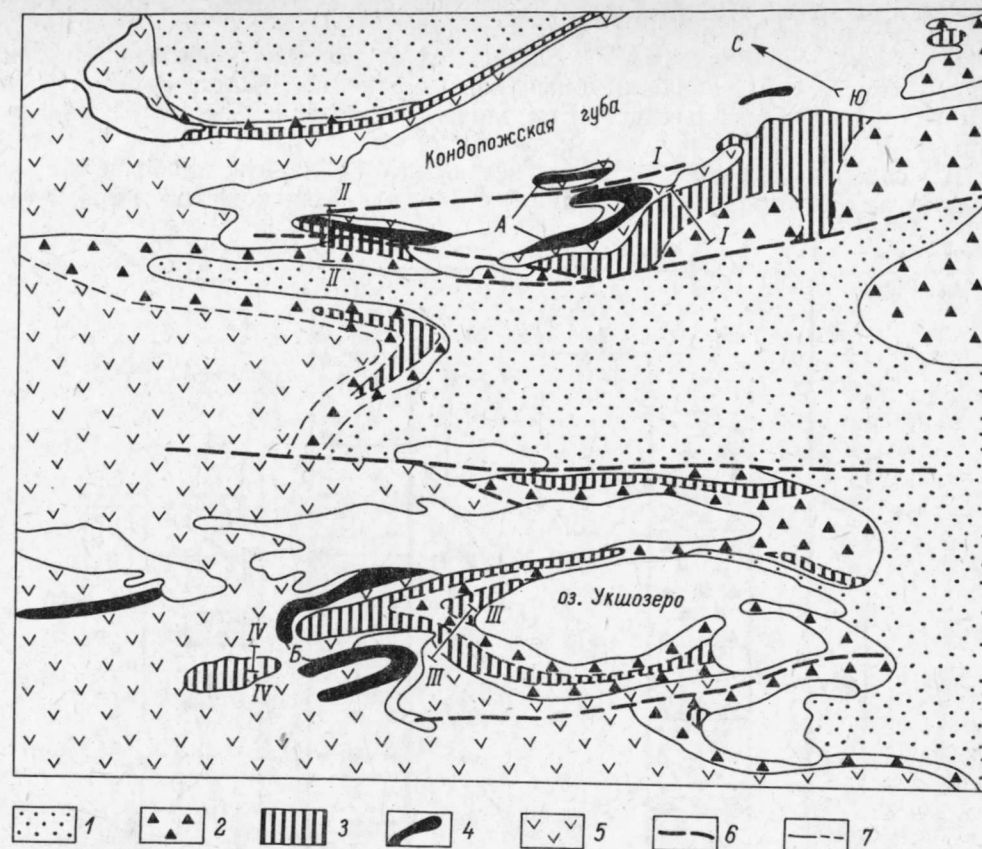


Рис. 37. Схема распространения высокомагнезиальных пород в Онежской мульде.

1 — образования вепся-ливвия; образования людиковия: 2 — базальты суйсарской свиты, 3 — оливиновые базальты и пикробазальты суйсарской свиты, 4 — мафит-ультрамафитовые силлы (А — Тернаволоцкий, Б — Кончезерский), 5 — нерасчлененные породы заонежской свиты; 6 — разломы, 7 — границы толщ. Линии разрезов: I—I — Линьгора, II—II — Тернаволоки, III—III — Гомсельга—Ангозеро, IV—IV — Рогожа.

ветствии с региональной стратиграфической схемой 1982 г. к ливвийскому и вепсийскому надгоризонтам. Высокомагнезиальные вулканиты пространственно приурочены к двум вулканическим зонам (рис. 37): Кондопожской (район Кондопожской губы Онежского озера) и Укшозерской (районы оз. Кончозеро, Укшозеро, Сургубского и др.). При этом характерно, что в последней высокомагнезиальный вулканизм проявился на двух уровнях (рис. 38). На участке оз. Ангозеро нижняя пачка пикробазальтов без видимого углового несогласия, но, вероятно, с перерывом залегает на метабазальтах и туффитах заонежской свиты. В основании пачки обычно отмечаются туфы оливиновых базальтов и базальтов, которые сменяются пакетом лав пикробазальтов (до 7 потоков), разделенных обычно маломощными (0.5—2 м) прослоями туфов и туффитов. Мощность лавовых потоков составляет от 1.5 до 15 м. Причем наиболее мощный нижний поток. В строении потоков пикробазальтов отчетливо выделяется нижняя массивная зона и верхняя, нередко брекчированная. В ряде случаев отмечается подушечная текстура, где межподушечное пространство выполняется силицитом-серого цвета. В других потоках типична миндалекаменная текстура, миндалины выполнены хлоритом и тяготеют к кровле. Мощность нижней пачки достигает 100 м. Верхняя пачка пикробазальтов отделяется от нижней довольно мощной (более 50 м) пачкой



агломератов авгитовых базальтов. В верхней пачке наряду с лавами пикробазальтов широко развиты их туфы и агломераты.

В качестве субвулканической фации следует рассматривать Кончезерский перидотитовый силл, обнажающийся на юго-западном берегу оз. Кончезеро и в районе оз. Гомсельгского. Его площадь составляет не менее 300 км<sup>2</sup> (Инtruзивные..., 1976) при мощности до 120 м.

В Кондопожской зоне высокомагнезиальные вулканы наиболее широко развиты на суйсарском (юго-западном) побережье Кондопожского залива, про-

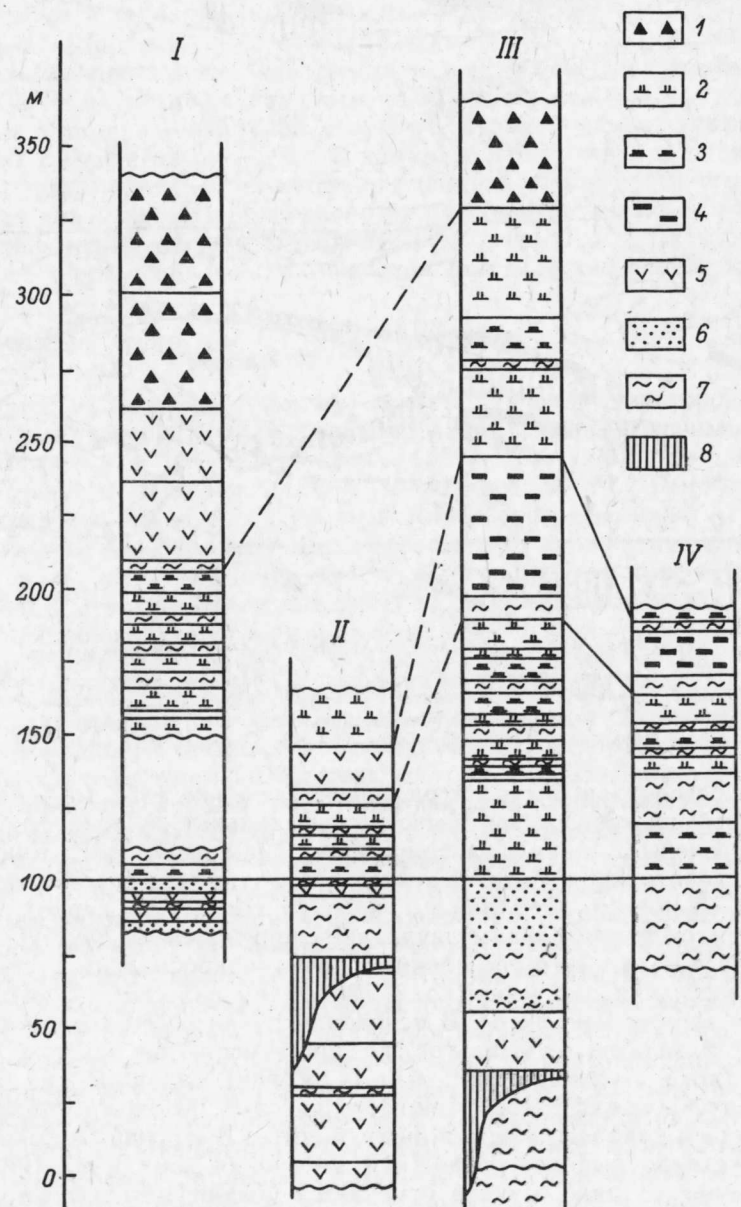


Рис. 38. Корреляция высокомагнезиальных образований суйсарской свиты Онежской муьды. 1 — авгитовые базальты, 2 — оливиновые базальты, 3 — пикробазальты, 4 — полифировые базальты, 5 — толеитовые базальты, 6 — туфопесчаники, туфоконгломераты, 7 — туффиты, 8 — Тернаволковский и Кончезерский силлы. I — Линьгора, II — Тернаволлок, III — Гомсельга—Ангозеро, IV — Рогожа.

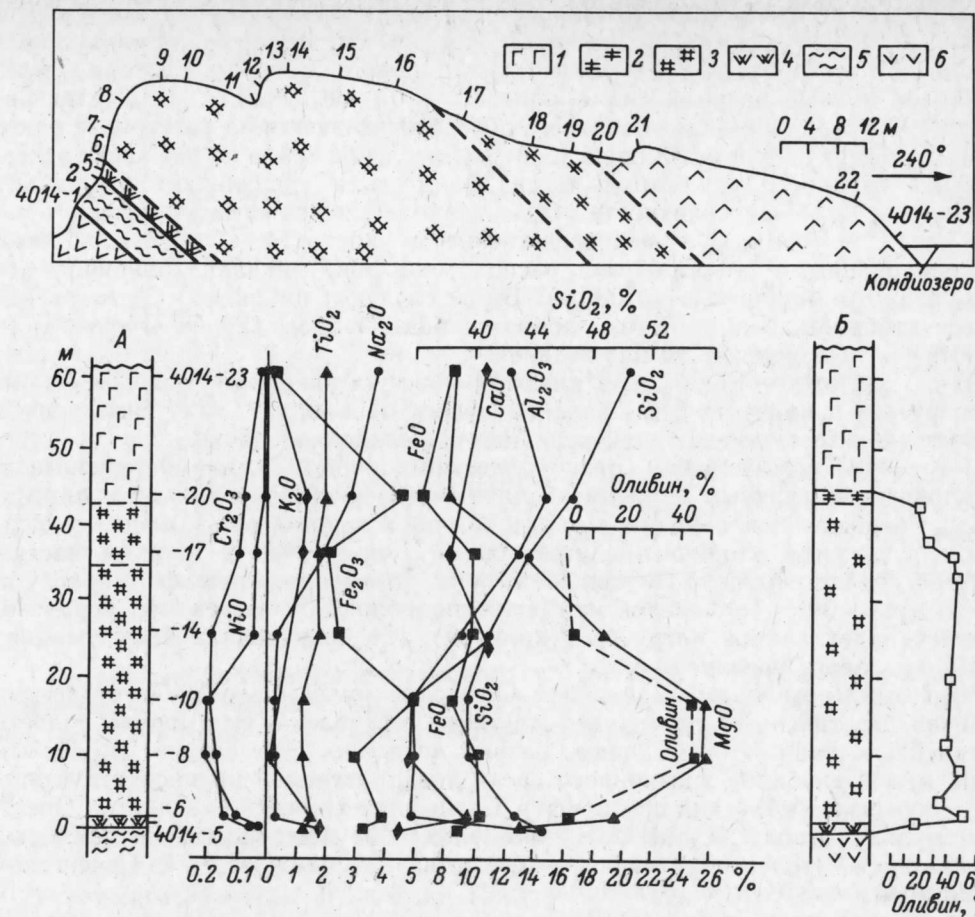


Рис. 39. Разрезы Тернаволковского дифференцированного силла (А — Кондиозеро, Б — мост). 1 — габбро-диабазы, 2 — оливиновые габбро-диабазы, 3 — пикриты, 4 — пикробазальты зоны закалки, 5 — туфосланцы, 6 — базальты.

слеживаясь от мыса Галковаара на о-ве Суйсари до северо-западного окончания п-ова Тернаволлок. На северо-восточном побережье залива обнажение пикробазальтов известно в районе Ровкозера (Светов, 1979). Наиболее полные разрезы наблюдаются на участке Линьгора, где автором в пачке мощностью около 70 м переслаивания пикробазальтов и туффитов описано семь лавовых потоков мощностью от 4 до 8 м (рис. 38). А. П. Светов (1979) при более детальном картировании данного участка отмечает не менее трехкратного чередования пикробазальтовых вулкаников с пироксеновыми базальтами. Им совместно с коллегами были обнаружены и описаны северный и южный неки в районе Шидгубы. Эти неки, вероятно, следует рассматривать в качестве побочных по отношению к Шидгубскому вулканическому центру.

Пикробазальтовый вулканизм Кондопожской зоны имеет много общих черт с Укшозерской. Отличие, пожалуй, заключается в преобладании пирокластики в первой. Но она может объясняться различной удаленностью от центра извержений. Шидгубские разрезы с большим количеством пирокластики несомненно свидетельствуют о близости вулканического центра, в то время как лавы пикробазальтов в районе Тернаволлока в переслаивании с туффитами, очевидно, следует интерпретировать как удаленную фацию. В качестве субвулканической фации пикробазальтового вулканизма Кондопожской зоны

можно рассматривать дифференцированный Тернаволоцкий силл, который, по оценке А. П. Светова (1979), занимает площадь 150 км<sup>2</sup>, и дайки оливиновых базальтов и пикробазальтов в районах Соломенного, Суйсари, Чертова Стула. Наиболее полные разрезы силла описаны на п-ове Тернаволох (Интрузивные..., 1976), где он в виде «бараньего лба» протягивается на расстояние более 6 км. На севере полуострова происходит расщепление силла на две части и уменьшение мощности. В южной части значительно увеличивается площадь выхода на дневную поверхность, что связано с увеличением мощности тела. На участке Кондиозера непосредственно в контакте с подстилающими ороговикованными туфосланцами расположена зона закалки (оливинофировые базальты мощностью до 0.6 м). Выше следуют: пикриты — 35 м, оливиновые габбро-диабазы — 7 м, габбро-диабазы — более 20 м. Непосредственный верхний контакт не наблюдался.

В 2.5 км южнее Кондиозера аналогичная зона закалки в подошве силла фиксируется в контакте с миндалекаменными базальтами, т. е. силл полого срезает слоистость вмещающей вулканогенно-осадочной пачки.

Переходы между всеми разновидностями пород силла постепенные и обусловленные главным образом различным содержанием оливина и плагиоклаза. Распределение оливина, который обычно псевдоморфно замещен серпентином и другими вторичными минералами и приурочен к нижним частям разреза, свидетельствует о большой роли гравитации при формировании силла (рис. 39). Тернаволоцкий силл подобно Кончезерскому, вероятно, являлся подвulkanной интрузией (камерой), где происходила дифференциация пикритового расплава.

Высокомагнезиальный магматизм Онежской мульды в отличие от других районов Балтийского щита, где отчетливо проявлена его приуроченность к линейным рифтогенным зонам, развит локально. Это следует объяснять лишь малой глубиной эрозионного среза предполагаемой крупной структуры (Онегоозерско-Рыбинский проторифт). Специфика химизма вулканитов Онежской мульды (табл. 13, рис. 28) — более высокие щелочность, титанистость, железистость (толеитовая серия) — существенно сближает ее с Печенгской структурой.

Таблица 13

Химический состав высокомагнезиальных вулканитов суйсария Онежской структуры

Окислы	4118	4172	4170	4177	4175	4181	4190	4192	4173
SiO <sub>2</sub>	48.80	47.92	48.18	46.40	47.28	45.15	46.16	45.23	43.23
TiO <sub>2</sub>	2.38	1.76	1.60	2.08	1.70	2.10	1.86	1.64	1.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.38	12.54	12.25	12.41	11.16	10.24	10.11	10.29	11.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	1.26	1.40	1.50	2.03	2.25	2.39	2.06	1.90
FeO	9.18	10.06	9.09	10.63	8.83	9.42	9.73	9.85	10.73
MnO	0.17	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20	0.17	0.18	0.23
MgO	8.94	10.20	11.09	11.41	13.69	14.13	14.24	15.47	16.37
CaO	8.12	10.02	9.90	8.30	8.89	9.03	9.66	9.40	7.96
Na <sub>2</sub> O	2.83	2.49	2.39	2.42	2.21	1.71	1.77	1.58	1.43
K <sub>2</sub> O	1.65	0.60	0.93	0.63	Сл.	0.45	0.42	0.20	Не обн.
H <sub>2</sub> O	0.14	0.24	0.29	0.32	0.80	0.38	0.15	0.22	0.96
П. п. п.	3.56	2.07	2.29	2.90	3.88	4.62	2.92	3.50	4.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.24	0.21	0.28	0.27	0.23	—	—	0.27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.040	0.09	0.12	0.10	0.13	0.12	0.092	0.104	0.12
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.062	0.05	0.04	0.04	0.05	0.016	0.041	0.044	0.03
CuO	0.008	0.017	0.008	0.01	0.009	0.008	0.009	0.008	0.007
NiO	0.023	0.06	0.06	0.06	0.07	0.18	0.074	0.092	0.09
CoO	0.007	0.008	0.008	0.009	0.008	0.008	0.009	0.01	0.01
S	—	Сл.	0.01	Сл.	Не обн.	—	—	—	Сл.
Сумма	100.39	99.82	100.05	99.68	100.41	100.22	99.80	99.87	100.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	5.20	7.12	7.65	5.96	6.56	4.88	5.43	6.27	6.77

Таблица 13 (продолжение)

Окислы	4080-2	4051-6	4183	4051-1	4178	4171	4191	4174	4051-3
SiO <sub>2</sub>	44.09	42.76	43.80	41.01	44.88	45.57	43.01	46.46	43.18
TiO <sub>2</sub>	2.44	1.58	1.78	1.62	1.33	1.15	1.80	1.29	1.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.20	8.91	8.13	9.45	8.16	7.82	8.50	7.85	6.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.93	1.47	1.68	2.10	1.77	1.51	2.06	1.99	2.11
FeO	10.54	11.74	9.86	12.76	9.14	9.76	9.49	8.34	9.86
MnO	0.22	0.23	0.20	0.24	0.22	0.19	0.17	0.21	0.236
MgO	17.03	18.17	18.85	18.95	18.95	19.25	19.28	19.28	19.52
CaO	7.55	8.71	8.70	6.94	9.77	10.06	10.04	9.49	10.70
Na <sub>2</sub> O	1.07	0.36	0.43	0.08	0.12	0.22	0.47	0.16	0.08
K <sub>2</sub> O	—	Не обн.	0.08	Не обн.	—	—	Сл.	Не обн.	—
H <sub>2</sub> O	1.44	0.33	0.43	0.89	0.97	0.63	0.36	0.91	0.61
П. п. п.	4.79	5.25	6.01	6.65	5.17	4.20	4.63	4.58	5.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.19	0.18	0.19	0.16	0.14	—	0.21	0.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.19	0.14	0.18	0.20	0.30	0.190	0.24	0.21
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.04	0.003	0.04	0.03	0.03	0.062	0.02	0.045
CuO	0.01	0.0056	0.008	0.0136	0.01	0.002	0.012	0.007	Сл.
NiO	0.116	0.084	0.20	0.10	0.08	0.13	0.145	0.11	0.096
CoO	0.014	0.012	0.01	0.0135	0.01	0.010	0.012	0.01	0.013
S	0.02	0.04	Не обн.	0.19	0.02	0.02	—	Не обн.	0.02
Сумма	100.45	100.06	100.48	100.52	100.02	100.35	100.23	100.25	99.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	4.18	5.64	4.57	5.83	6.13	6.8	4.72	6.08	4.25

Интрузивные комагматы пикритового магматизма, пространственно приуроченные к заонежским шунгитовым серусодержащим породам, могут представлять интерес для поисков медно-никелевых руд.

## СТРУКТУРЫ ШВЕЦИИ И ЮЖНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Высокомагнезиальный вулканизм Южной Финляндии и Швеции в пределах Ладожского (Свекофеннского) геоблока Балтийского щита изучен еще слабо. Его проявления ограничены и пока не имеют достаточно точную стратиграфическую привязку. Кроме того, высокий метаморфизм в ряде районов полностью уничтожил первичные текстурно-структурные особенности вулканитов, и только химический состав пород указывает на их принадлежность к коматитовой серии. В отличие от других геоблоков в Ладожском наиболее широко развиты верхнекарельские (свекофенские) образования, которые, пожалуй, наиболее полно проявлены в районе Шеллефтео (Швеция). Там выделяется группа с одноименным названием, состоящая из трех частей. Нижняя сложена преимущественно кислыми пирокластическими породами с немногочисленными включениями мафитов и пелитов. К этому уровню приурочены известные сульфидные месторождения. Возраст руд и пород оценивается в 1.890 млн. лет (Wilson, 1982). В средней части существенное развитие получили мафитовые и ультрамафитовые вулканиты и ассоциирующие с ними интрузии базитов и ультрабазитов наряду с преобладающими в разрезе граувакками и пелитами. Верхняя часть группы сложена преимущественно мафической пирокластикой и лавами с подчиненной кислой пирокластикой, которая может быть скоррелирована с группой арвидсъяр. Последняя рассматривается в качестве континентальных образований в отличие от группы Шеллефтео с ее морскими осадками и вулканитами.

Основные и ультраосновные вулканиты средней части группы Шеллефтео представлены в основном массивными, брекчированными или подушечными лавами, а также лапиллями и пелловыми туфами (Claesson, 1985). В высокомаг-



незиальных вулканитах проявляются первичные порфировые структуры, где фенокристаллы авгита, частично замещенного актинолитом, составляют до 50 % (в основном 20—25 %) породы (НКБ).

Более магнезиальные породы (ВКБ) с содержанием  $MgO$  18—25 % выявлены Г. Нильссоном и Б. Лундбергом (Медно-никелевые..., 1985) в округе Вестерботтен (район Кнафтен). Они представлены вулканическими брекчиями. Однако большинство ультрамафитовых тел района — интрузии, часть из которых никеленосна.

По своим петрохимическим особенностям высокомагнезиальные вулканы группы Шеллефтео принадлежат к коматиитовой серии ( $SiO_2$  48.6—53.6 %,  $TiO_2$  0.36—1.0 %,  $Zn$  30—130 г/т).

Тектоническая природа высокомагнезиальных вулканитов Швеции еще не полностью ясна. Некоторые исследователи (Медно-никелевые..., 1985) склонны объяснить приуроченность ультрамафитов к рифтогенным зонам, возникавшим в задуговых морях.

В Южной Финляндии метаморфизованные высокомагнезиальные вулканы установлены в районе Рантасалма (Kousa, 1985) и на побережье Финского залива (устное сообщение К. Ехлерса). Однако наибольшее распространение они получили в районе Оутокумпу—Лосомяки, составляя часть «ассоциации Оутокумпу», которая включает серпентиниты, карбонаты, хромсиликатные скарны, ороговикованные кварциты, черные сланцы. Финские геологи обычно рассматривают ее как офиолитовую. Стратиграфическое положение данной ассоциации определяется неоднозначно. Наиболее широко распространено представление о залегании комплекса среди калевийских образований. В последние годы появились соображения о предкалевийском времени формирования ассоциации — 2100—1970 млн. лет (Медно-никелевые..., 1985). В этом случае возраст ультрамафитов района Оутокумпу сопоставим с людиковиём Онежской структуры (суйсарский горизонт).

На участке Лосомяки А. Парком (Park, 1984) установлено широкое (около 30 % ассоциации) развитие пород с явными текстурами вулканитов: подушечные и пузырчатые лавы, агломераты и туфы с автокластическими брекчиями. Они метаморфизованы в условиях зеленосланцевой (частично амфиболитовой) фации и представлены амфибол-хлоритовыми ( $\pm$ гранат) и амфибол-эпидотовыми сланцами, цоизит-амфиболовыми ( $\pm$ хлорит) и амфибол-плагноклаз-кварцевыми породами. Ультраосновные породы серпентинизированы и состоят преимущественно из антигорита с реликтами оливина, местами присутствуют магнезит, тальк. Во многих местах ультраосновные породы переходят в тальк-магнезитовый мыльный камень (Эскола, 1967).

Установлено постепенное изменение состава ультраосновных пород с востока на запад. К востоку от Оутокумпу они представлены чистыми серпентинитами по дунитам (?). В пределах рудного поля Оутокумпу появляются пироксенсодержащие породы, а в Лосомяки — пироксениты. Серпентиниты часто имеют тектонические контакты с вмещающими породами, однако наблюдаются и интрузивные (Park, 1984). С ассоциацией Оутокумпу связаны месторождения медных, никелевых, кобальтовых и цинковых руд (Керетти, Вуонас, Луйконлахти). Породы ассоциации характеризуются высоким содержанием хрома. Рассеянный хромит широко распространен во всех породах. Са-Mg минералы карбонатных пород и кварцитов являются хромсодержащими.

Высокомагнезиальные туфы и лавы на участке Тойваланмяки (южнее Лосомяки) по своим петрохимическим параметрам приближаются к породам коматиитовой серии (Park, 1984). Содержание  $MgO$  — 13.9—16.9 %,  $TiO_2$  — 0.36—0.47 %. Однако отмечается высокая концентрация железа ( $FeO^* = 13.6—27.8$  %) и  $Al_2O_3$  (до 19.2 %) при низком СаО (1.3—5.6 %) и  $K_2O$  ( $< 0.2$  %). Возможно, эта специфика химического состава частично объясняется процессами метасоматоза.

Формирование ассоциации Оутокумпу с позиций тектоники плит связывается с условиями задуговых бассейнов на границе с Карельским кратоном (Park, 1984; Koistinen, 1987) или, по нашим представлениям, с проторифтом Кайну—Оутокумпу. В целом высокомагнезиальный вулканизм территорий, прилегающих к зоне сочленения Карельского и Ладожского (Свекофенского) геоблоков, где отмечается два уровня его проявления (около 2 млрд. лет — Оутокумпу и около 1.9 млрд. лет — Шеллефтео), требует специального изучения. Это несомненно поможет более определенно оценивать существующие геодинамические модели и разрабатывать их новые варианты.

## Выводы

1. Проведенный анализ распространения высокомагнезиальных вулканитов по разрезам нижнего протерозоя (карелия) главнейших структурных зон показывает их значительное многообразие по времени проявления, объему

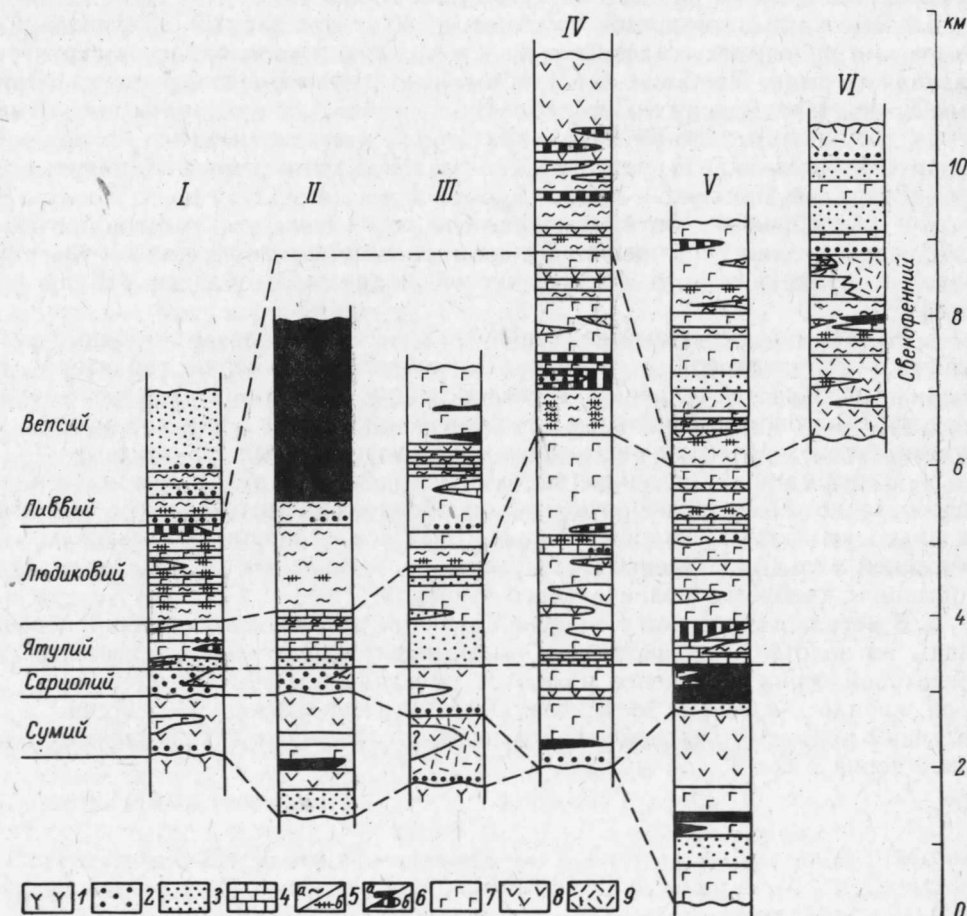


Рис. 40. Схема корреляции высокомагнезиальных вулканитов нижнего протерозоя восточной части Балтийского щита.

Структуры: I — Онежская (по Голубеву и др., 1984), II — Ветреный Пояс, III — Пана-Куоляярви, IV — Печенга (Zagorodnyi, 1980), V — Имандра-Варзуга (то же), VI — Шеллефтео (Медно-никелевые..., 1985). 1 — докарельский фундамент; 2 — конгломераты; 3 — кварциты, кварц-серпентитовые сланцы, песчаники; 4 — доломиты, иногда в ассоциации с песчаниками и кварцитами; 5 — филлиты, песчаники, различные сланцы; 6 — углеродсодержащие породы; 7 — основные вулканы; 8 — средние вулканы; 9 — кислые вулканы.

изверженных продуктов, фациальной и сериальной принадлежности (рис. 40), что подчеркивает специфику развития геоструктур раннего протерозоя Балтийского щита.

2. Доля продуктов высокомагнезиального вулканизма в общем объеме супракрустальных образований нижнего протерозоя колеблется от 2 % в Онежской мульде до 40 % в зоне Ветреного Пояса, в среднем по советской части Балтийского щита она составляла порядка 12 %. Для Свекофеннской области она не превышает 1 %.

Наиболее мощное проявление (более 10 тыс. км<sup>3</sup> лав коматиитовой серии) фиксируется в лудиковийское время в зоне Ветреного Пояса, что сопоставимо с современными континентальными рифтами вулканического типа.

Значительное проявление высокомагнезиального вулканизма, вероятно этого же времени, отмечается и в Лапландской зоне, ранее (в сариолийское время) подобный вулканизм господствовал в структуре Имандра-Варзуга. В других районах Балтийского щита интенсивность ультрамафитового магмопроявления значительно ниже и, видимо, не превышала 1 %.

3. Высокомагнезиальный вулканизм, сопровождаемый формированием базит-ультрабазитовых массивов, даек и силлов, локализовался в структурах различного типа. Наиболее характерны были рифтогенные структуры (Ветреный Пояс, Лапландская и Печенгско-Варзугская), где вулканизм носил явные черты трещинного типа на начальных этапах и затем сменялся центральным типом (вулканические структуры: Саттасваара, Куммитсойва—Лапландия; Голец—Ветреный Пояс).

В мульдообразных структурах типа Онежской или Оутокумпу он приурочен к локальным зонам растяжения. С зонами растяжения также связан ультрамафитовый вулканизм и в Свекофеннской подвижной области (Шеллефтео, Кнафтен).

4. Высокомагнезиальный вулканизм принадлежит к двум петрохимическим сериям — коматиитовой и толеитовой. Коматиитовая серия характерна для подвижных областей и преимущественно ранних этапов развития рифтогенных структур. Высокомагнезиальные вулканы толеитовой серии характерны для поздних этапов развития рифтогенных и платформенных структур.

5. В формационном плане высокомагнезиальный вулканизм изучен еще недостаточно. По всей вероятности, он образует самостоятельные коматиит-базальтовую формацию типа Ветреного Пояса и пикрит-базальтовую типа Онежской мульды и Печенги. Роль высокомагнезиальных вулканитов в других формациях требует дополнительного изучения.

6. В металлогеническом отношении вулканы коматиитовой серии перспективны на золото (Лапландия), а ультрамафит-мафитовые интрузивные тела толеитовой серии в Печенге являются вместилищем месторождений никеля, меди, кобальта и других элементов. Поэтому по аналогии с Печенгским и Норильским районами дальнейшего изучения заслуживают ультрамафиты толеитовой серии в Онежской мульде.

## ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ПОЗДНЕГО АРХЕЯ (ЛОПИЯ)

Высокомагнезиальные вулканы лопия получили исключительное развитие в позднеархейских зеленокаменных поясах, которые сравнительно недавно стали выделяться на Балтийском щите (Gaal *et al.*, 1978; Вулканизм..., 1981, и др.). Зеленокаменные пояса, развиваясь в ранние этапы в рифтогенном режиме (рассредоточенный рифтогенез, по Е. Е. Милановскому), занимали более обширные пространства на щите по сравнению с проторифтами раннего протерозоя. Количество таких поясов разными исследователями оценивается неоднозначно, в основном в зависимости от понятия, вкладываемого каждым автором в определение «зеленокаменный пояс». Дополнительные сложности в выделении лопийских поясов вносят дискуссионность возраста ряда зеленокаменных комплексов зарубежной части щита и высокий метаморфизм (гранулитовая фация) докарельских супракрустальных толщ Лапландии и Кольского полуострова. В настоящее время, пожалуй, можно более или менее уверенно говорить о девяти поясах (Сумозерско-Кенозерском, Южно-Выгозерском, Ведлозерско-Сегозерском, Гимольско-Костомукшском, Суомуссалми-Кухмо, Пибозерско-Тикшеозерском, Сальютундровско-Колвицком, Южно-Имандраварзугском, Колмозеро-Воронья).

В формационном отношении зеленокаменные пояса имеют много общих черт, однако время их формирования остается дискуссионным. В частности, ориентируясь на данные изотопного возраста зеленокаменных поясов Финляндии (2.6—2.7 млрд. лет) и Центральной Карелии (2.93 млрд. лет), И. Н. Крылов с коллегами (1984) высказали предположение о миграции зеленокаменных поясов в позднем архее с востока на запад. Нами разделяется точка зрения о почти одновременном формировании зеленокаменных поясов в пределах Восточно-Европейской платформы (Куликов и др., 1984). Ниже приводится описание пород коматиитовой серии из некоторых указанных выше зеленокаменных поясов.

## СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС

### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс расположен на юго-восточной окраине Балтийского щита и прослеживается на 350 км от оз. Сумозеро на крайнем северо-западе до оз. Кенозеро — на юго-востоке (рис. 5). Его ширина достигает 50 км.

В составе пояса выделяется несколько структур: Коросозерская, Волошовская, Пулозерская, Каменноозерская, Оловозерская, Сенегозерская, Токшинская; длина их 30—70 км при ширине 3—20 км. Супракрустальные образования прорываются крупными массивами плагиогранитов и дайками кислых вулканитов, образующих сложные ассоциации. В зонах контакта супракрустальных толщ с гранитоидами часто наблюдаются катаклаз, рассланцева-



ние и милонитизация. По зонкам иногда развиваются порфиробласты микро-клина, реже — микроклинизация породы. Местами отмечается развитие альбита в виде единичных зерен или отдельных прожилков. Последним развивается гранулированный кварц второй генерации. Подобные широко распространенные процессы, особенно в зонах разломов, довольно часто затушевы-вают первичные текстуры как базальтов, так и туфогенно-осадочных пород.

Коматиитовые базальты и коматииты широко развиты в Каменноозерской и ограниченно — в Токшинской структурах. НКБ известны в Оловозерской структуре. Обычно характерно присутствие плутонических комагматов как для основных эффузивов, так и для коматиитов (Каменноозерская и Токшин-ская структуры).

Каменноозерская структура является наиболее сложной (рис. 41), и до настоящего времени нет единого взгляда на ее строение. Она протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние до 40 км при ширине до 20 км и объединяет ветви зеленокаменного пояса северо-восточного и северо-запад-ного направления. Структуру можно разделить на три зоны: северо-западную с северо-западным простиранием пород и восточную — с субмеридиональным, а также южную — с северо-западным. Изучение стратиграфии региона комплексными методами рядом организаций (Институт геологии Карельского ФАН СССР, ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельскгеология» и др.) позво-лило выработать стратиграфическую схему лопийских образований пояса (Куликов и др., 1983), объединяемых в вожминскую серию (снизу вверх):

1. Кочминская толща. Миндалекаменные и массивные базальты с прослоями туффитов . . . >500 м.
2. Савинская толща. Углеродсодержащие колчеданосные сланцы, хемогенные магнетитсодержа-щие кварциты, кварц-серицитовые сланцы, карбонатизированные туфы и туффиты основного и среднего состава, редкие потоки базальтов, пластовые тела ультрамафитов (в том числе коматиитов) . . . 500—700 м.
3. Кумбуксинская толща. Лавы коматиитов со структурой спинифекс, массивные и преимущест-венно подушечные базальты (в том числе НКБ), туфы и туффиты основного состава, тальк-карбонатные, хлоритовые, изредка углеродсодержащие и кварц-серицитовые сланцы, кварциты . . . 500—1200 м.
4. Каменноозерская толща. Лавы(?), туфы, туффиты кислого состава, песчаники, углерод-содержащие, карбонатные и колчеданосные сланцы, хемогенные кварциты, лавы и туфы андезибазальтов, в том числе высокоглиноземистых, единичные потоки базальтов и, возможно, коматиитов . . . 500—1000 м.
5. Вожмозерская толща. Подушечные и массивные базальты с редкими прослоями туфов и туффит-ов и углеродсодержащих сланцев . . . около 2000 м.
6. Варозерская толща. Андезиты, туфы среднего и кислого состава, углеродсодержащие сланцы . . . 150 м.

Достаточно детальные разрезы по отдельным толщам удалось сделать на участках Савинском, Золотые Пороги, Лещевском, Токшинском. Ультрама-фиты и высокомагнезиальные вулканиты развиты в основном в савинской и кумбуксинской толщах.

Савинская толща развита в нижнем течении ручья Савинского на площади около 25 км<sup>2</sup> в его долине. Здесь наблюдаются преимущественно верхи разреза (снизу вверх):

1. Ультраосновные породы (предположительно коматииты) . . . 75 м.
2. Песчаник(?) . . . 2 м.
3. Ультраосновные породы (коматииты?) . . . 50 м.
4. Углеродсодержащие сланцы . . . 4 м.
5. Переслаивание кварц-хлоритовых и углеродсодержащих сланцев, а также зеленых сланцев по туфам(?) . . . 7 м.
6. Миндалекаменные базальты, хлоритизированные . . . 450 м.
7. Ультраосновные породы (коматииты?) . . . 10 м.
8. Углеродсодержащие сланцы с прослоями серых кварцитов . . . 10 м.
9. Тонкополосчатые хлорит-кварцевые сланцы с прослойками углеродсодержащих . . . 6 м.
10. Хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с колчеданосными кварцитами . . . 7 м.
11. Ультраосновные породы (коматииты?) . . . 5 м.
12. Полосчатые хлоритовые сланцы и кварциты . . . 2 м.
13. Серые полосчатые кварциты . . . 3 м.

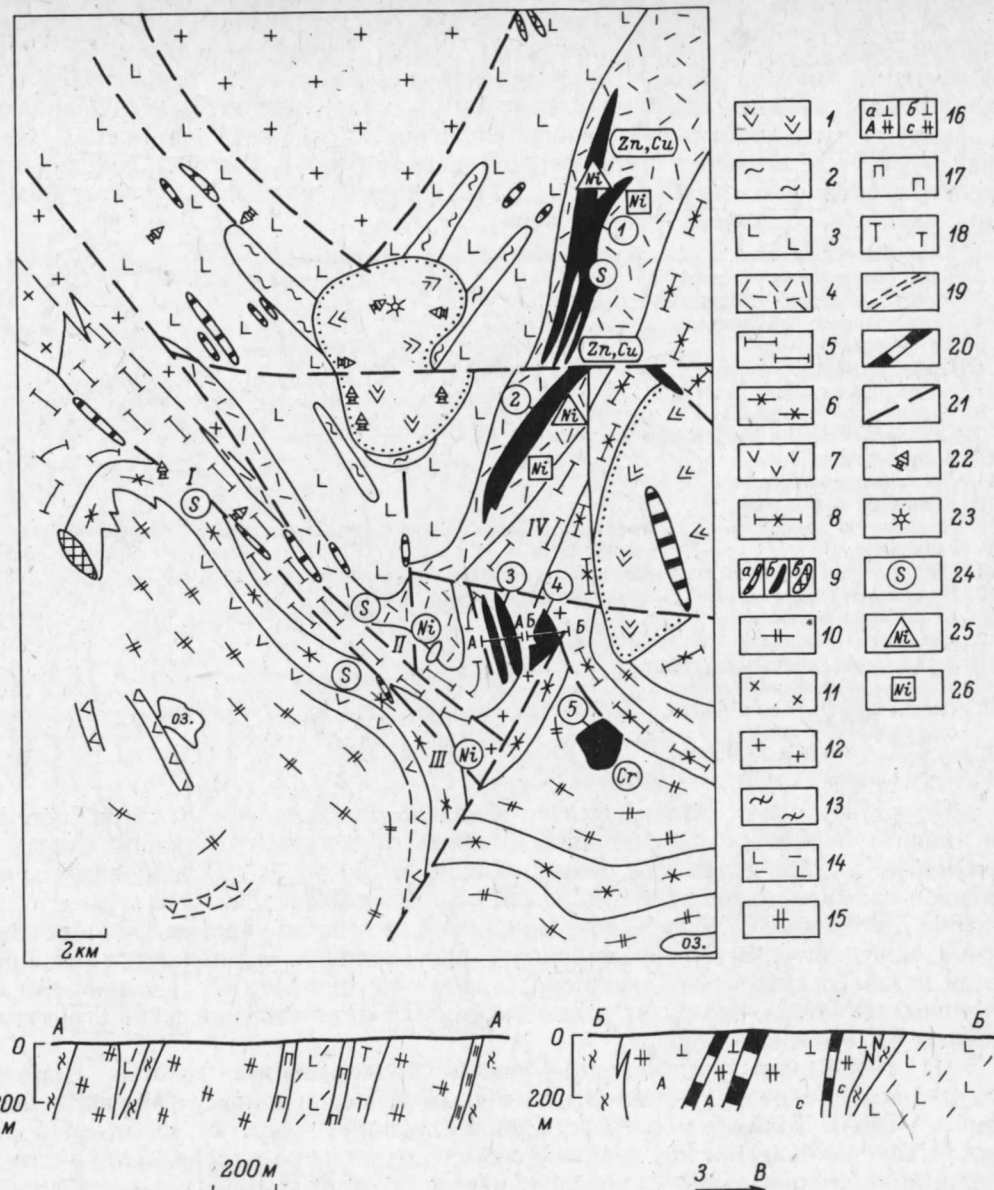


Рис. 41. Схема геологического строения Каменноозерской структуры. Составили В. В. Куликова и В. С. Куликов, 1984 г.

Протерозой. 1 — киричская свита. Верхний архей, толщ вожминской серии: 2 — варозерская, 3 — вож-озерская, 4 — каменноозерская, 5 — кумбуксинская, 6 — савинская, 7 — кочминская, 8 — нерасчлененные образования. Интрузии: 9 — основные (а), ультраосновные (б), расслоенные (в); 10 — нерасчлененные гранитоиды и гранито-гнейсы; 11 — диорит; 12 — плагиограниты; 13 — нерасчлененные кислые вул-каны, в том числе дайки; 14 — нерасчлененные осадочно-вулканогенные породы основного состава; 15 — сер-пентиниты по перидотитам; 16 — серпентиниты по оливинитам антигоритовые (а), серпентиниты по оливини-там лизардит-антигоритовые (б); 17 — пироксениты; 18 — тальк-карбонатные породы по серпентинитам; 19 — амфиболитизация по серпентинитам; 20 — дайки базальтов и андезибазальтов; 21 — зоны разломов; 22 — направление кровли потоков; 23 — предполагаемый вулканический центр. Рудопроявления: 24 — стратиформные вулканогенно-осадочные (S — колчеданы, Cu — колчеданно-полиметаллические, Ni — медно-никелевые в коматиитах), 25 — сингенетические, 26 — метаморфогенно-метасоматические; 27 — участки: I — Савинский, II — Золотые Пороги, III — Лещевский, IV — Светлоозерский; ультраосновные массивы (цифры в кружках): 1 — Вожминский, 2 — Лебяжинский, 3 — Западно-Светлоозерский, 4 — Восточно-Светлоозерский; АА, ББ — разрезы.

От участка Савинского, на юго-восток к участку Золотые Пороги, наблюдается латеральная смена описанных пород туфогенно-осадочными образованиями, подвергшимися значительной переработке и представленными кварц-хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми, кварц-серицитовыми сланцами, сохраняющими местами ритмичное сложение, а также кварцитами. Здесь насчитывается не менее пяти потоков коматиитов, в которых сохраняются реликты спинифекс-структуры (рис. 42). Вероятно, на данном участке разрез толщи наиболее полный (снизу вверх):

1. Карбонат-хлоритовые сланцы с прослоями углеродсодержащих	250 м.
2. Тальк-хлоритовые сланцы	3 м.
3. Амфибол-карбонат-хлоритовые сланцы	6 м.
4. Тальк-хлоритовые сланцы	4 м.
5. Хлоритовые сланцы	10 м.
6. Полосчатые карбонатные сланцы (листвениты)	5 м.
7. Хлоритовые сланцы	3 м.
8. Тальк-хлоритовые сланцы	2 м.
9. Серпентиниты (по коматиитам ?)	8 м.
10. Хлоритовые сланцы	0.5 м.
11. Полосчатые кварциты	3 м.
12. Кварциты с сульфидами	2 м.
13. Полосчатые кварциты с сульфидами, прослойками хлоритовых сланцев и углеродсодержащих сланцев	10 м.
14. Светло-серые кварциты с сульфидами, магнетитом, грюнеритом	8 м.
15. Перидотитовые коматииты с реликтами спинифекс-структур	26 м.
16. Серые неслоистые туфы (?)	2 м.
17. Вулканиды основного состава	7 м.
18. Хлоритовые сланцы (по туфам ?)	5 м.
19. Углеродсодержащие сланцы	1 м.
20. Светло-зеленые полосчатые карбонатизированные туфы с редкими прослоями углеродсодержащих сланцев	50 м.
21. Углеродсодержащие сланцы	10 м.
22. Туфы среднего и кислого (?) состава	75 м.

Поскольку вся толща находится в зоне долгоживущего разлома, породы в значительной мере рассланцованы, смяты в складки различной формы и размеров. Осевые плоскости ориентированы от 20 до 345°, сланцеватость изменяет азимуты падения от 45 до 330° при достаточно пологих углах от 20 до 30°. Первичные структуры сохраняются на отдельных участках, но определяются однозначно. В нижнем течении ручья Савинского намечается разворот всей толщи от северо-западного простирания к субширотному. По данным геофизики, возможно, она будет прослежена на юг в район Шилосской структуры Южно-Выгозерского пояса.

На Лещевском участке, являющемся продолжением Золотых Порогов на юго-востоке, разрез остается идентичным вышеописанному (Медно-никелевые... 1985). Толща в непосредственной близости от участка Золотые Пороги круто поворачивает на юг, занимая субмеридиональное направление, а затем, по геофизическим данным, прослеживается на восток севернее оз. Кочкома и имеет там субширотное простирание. В основании разреза залегают туфогенно-осадочные породы с прослоями кварцитов. Углеродсодержащие сланцы имеют весьма ограниченное развитие.

Не характерны также и лавовые образования основных пород. Коматииты от редких одиночных потоков в основании разреза в верхах его имеют широкое развитие, занимая около 50 % объема. Потоки устанавливаются по появлению спинифекс-структур. Мощность пачки с лавами коматиитов более 300 м.

Кумбуксинская толща выделяется по появлению в разрезе первых потоков шаровых лав, т. е. разделение разреза условное (рис. 43). Для толщи характерен сугубо вулканогенный характер на всем протяжении от участка Савинского до участка Лещевского. В районе Золотых Порогов, где ее разрез хорошо картируется, насчитывается не менее 15 потоков НКБ с отчетливо выраженной шаровой отдельностью и четкими соотношениями между собой. Анализ имею-

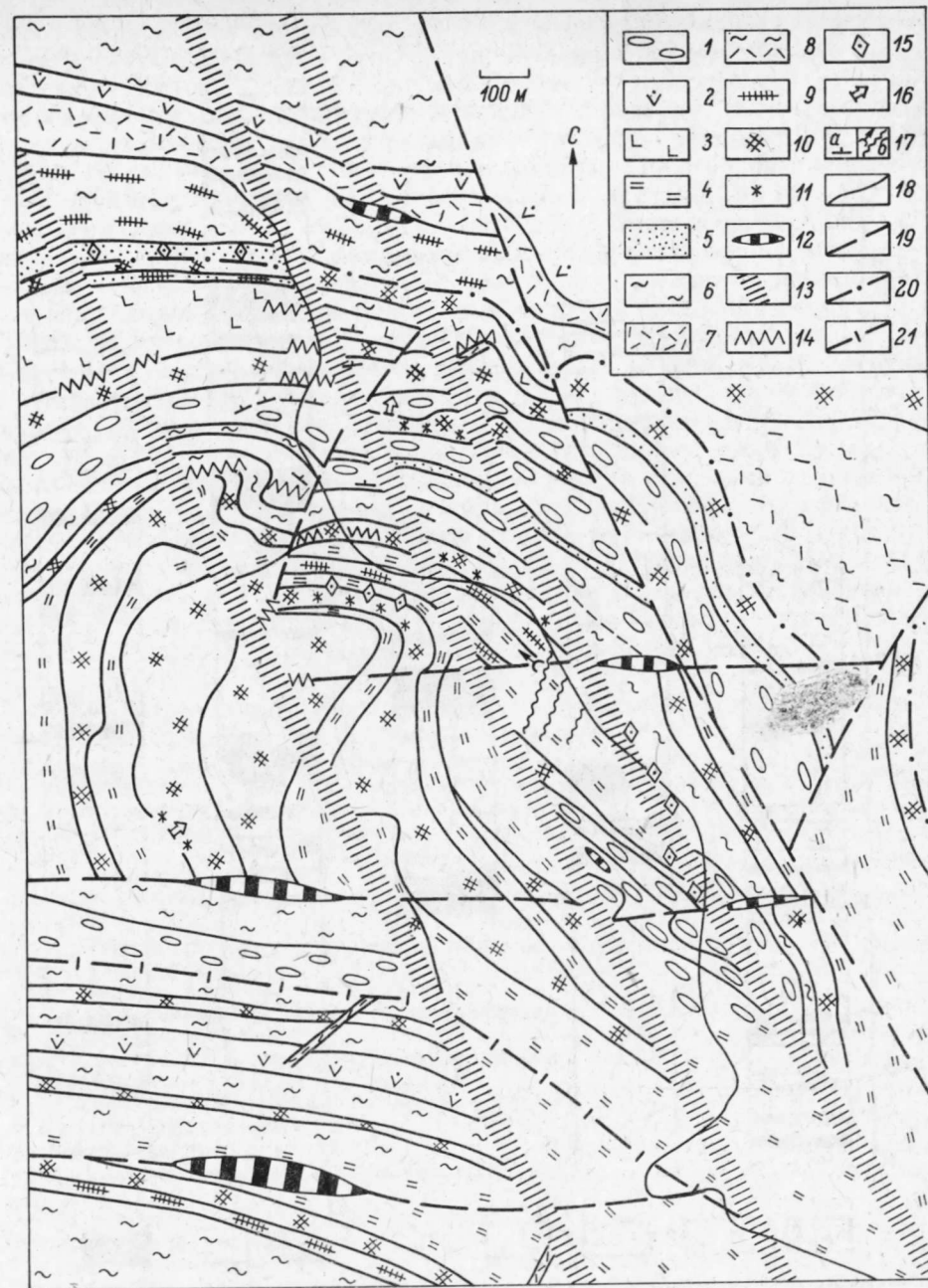


Рис. 42. Схема геологического строения участка Золотые Пороги.

1 — подушечные лавы (ВКБ, НКБ); 2 — миндалекаменные базальты; 3 — массивные вулканиды основного состава; 4 — зеленые сланцы по основным породам; 5 — хемогенные и вторичные кварциты; 6 — туфогенно-осадочные породы; 7 — туфы кислых пород, иногда жилы; 8 — нерасчлененные туфогенно-осадочные породы преимущественно кислого состава; 9 — углеродсодержащие сланцы; 10 — ультраосновные породы (коматииты); 11 — коматииты со структурой спинифекс; 12 — дайки основного состава; 13 — зоны листвентизации и березитизации; 14 — маломощные приразломные зоны листвентизации; 15 — колчеданно-полиметаллическое оруденение; 16 — направление кровли потоков; 17 — сланцеватость (a) и направление осей складок в пльчатых сланцах (b); 18 — контакты пород; 19 — разломы; условные границы; 20 — каменно-озерской и кумбуксинской, 21 — савинской и кумбуксинской толщ.



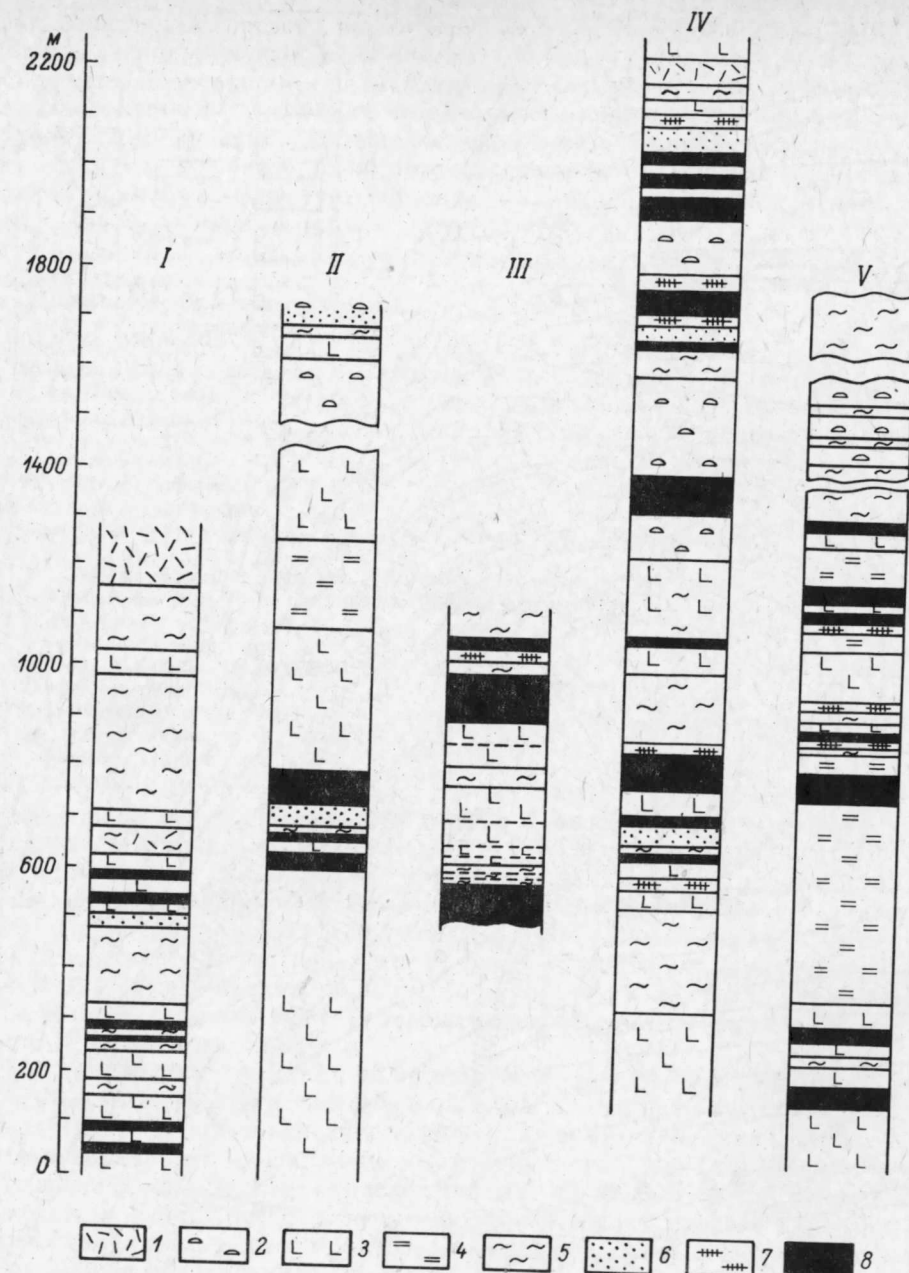


Рис. 43. Разрезы лопийских образований Южно-Выгозерского (I, II) и Сумозерско-Кенозерского (III—V) зеленокаменных поясов.

I — кислые вулканыты, 2 — подушечные НКБ, 3 — базальты, 4 — зеленые сланцы по основным вулканикам, 5 — туффиты, 6 — кварциты, 7 — углеродсодержащие сланцы, 8 — коматииты. I — Рыбозеро, II — Шилос, III — Савинский, IV — Золотые Пороги, V — Токша.

щихся материалов позволяет предполагать, что от участка Лещевского толща разворачивается в северо-восточном направлении и, вероятно, прослеживается к востоку от Восточно-Светлоозерской интрузии, а затем перекрывается нижепротерозойскими образованиями Киричской структуры. Коматиитовые базальты (преимущественно НКБ) занимают в толще не менее 40 % объема разреза. На долю коматиитов в районе Золотых Порогов приходится около 30 %. Остальное место в разрезе занимают зеленые сланцы по туфам основных пород, миндалекаменные базальты, кварциты, углеродсодержащие сланцы, а в верхней части — туфы (?) кислых вулкаников. Вулканики в зонах разломов зонально изменены: эпидотизированы вплоть до образования эпидотизированных и эпидотовых «желваков», иногда наблюдается лиственитизация (Золотые Пороги); маломощные прослои туфогенного материала превращены в темно-зеленые сланцы с пльчатой текстурой (только в редких случаях отмечается первичная слоистость); прорывающие толщу жилы кислых вулкаников смяты в складки с погружением осей шарнира в северо-западном направлении. В зонах широкого развития лиственитизации (рис. 42) наблюдаются только кварц-хлоритовые или кварц-карбонатные сланцы иногда с жилами крупнокристаллического барита, а также мощные жилы кварца. Кроме того, в разрезе присутствуют в значительном объеме интрузивные тела: габбро, габбро-диабазы, вероятно силлы ультрамафитов. Контакты с вмещающими породами тектонизированные, и только в одном случае, на участке Замковом, установлен непосредственный контакт габброидов и шаровых лав, характеризующийся четкой извилистой границей. Предполагается, что здесь имеет место либо субвулканическая фация, либо подводящий канал для НКБ.

Общий разрез кумбуксинской толщи на Золотых Порогах представлен (снизу вверх) следующими породами:

1. Базальты с подушечными текстурами, рассланцованные . . . . . 70 м.
2. Туфогенно-осадочные породы с примазками углеродистого вещества, рассланцованные, участками лиственитизированные . . . . . 40 м.
3. Потоки ультрамафитов с реликтами спинифекс-структур . . . . . 100 м.
4. Ультрамафиты с подушечными текстурами . . . . . 20 м.
5. Подушечные НКБ . . . . . 90 м.
6. Карбонат-хлорит-кварцевые сланцы с маломощными прослоями углеродсодержащих сланцев . . . . . 50 м.
7. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур . . . . . 15 м.
8. Хлорит-карбонатные сланцы с колчеданными рудами . . . . . 5 м.
9. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур . . . . . 20 м.
10. Хлоритовые сланцы по туфогенно-осадочным породам . . . . . 5 м.
11. Углеродсодержащие сланцы . . . . . 3 м.
12. Хлоритовые сланцы по туфогенно-осадочным породам . . . . . 1 м.
13. Углеродсодержащие сланцы с колчеданами . . . . . 1 м.
14. Хлоритовые сланцы по туфогенно-осадочным породам . . . . . 5 м.
15. Углеродсодержащие сланцы . . . . . 7 м.
16. Хлоритовые сланцы . . . . . 5 м.
17. Углеродсодержащие сланцы с колчеданами . . . . . 3 м.
18. Хлоритовые сланцы . . . . . 1 м.
19. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур . . . . . 50 м.
20. Хлоритовые сланцы по базальтам . . . . . 60 м.
21. Коматииты со спинифекс-структурой . . . . . 20 м.
22. Массивные базальты . . . . . 50 м.
23. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур . . . . . 90 м.
24. Туфогенно-осадочные породы, окварцованные, карбонатизированные, с небольшими пропластками колчеданных руд . . . . . 20 м.
25. Магнетитовые кварциты с маломощными прослойками углеродсодержащих сланцев и колчеданов . . . . . 25 м.

Исходя из описания разреза Каменноозерской структуры, следует, что коматииты и высокомагнезиальные базальты изливались в ранние этапы развития зеленокаменного пояса. Выделяется примерно 15 достоверных потоков ультраосновного состава, переслаивающихся с вулканиками основного состава и осадочно-туфогенным материалом. В большинстве своем породы превращены

в антигоритовые серпентиниты, но уже во втором снизу потоке коматитов наблюдаются реликты структур спинифекс, что позволяет относить ультрамафиты к эффузивной фации. На участке Золотые Пороги обнажены потоки со структурой спинифекс и подушечной отдельностью, на Лещевском — разбурены тела с хорошо сохранившимися зонами структур спинифекс, а на Токшинском — один поток с реликтами этой структуры. Потоки НКБ отмечены в кумбуксинской толще. Вероятно, они развиты и в пределах других толщ, но ограниченность петрохимических данных пока не позволяет их уверенно диагностировать. НКБ представлены миндалекаменными и подушечными разностями.

Обращают на себя внимание закономерности в расположении кварцитов, углеродсодержащих сланцев и углеродсодержащих сланцев с колчеданами. Кварциты (чаще всего магнетитсодержащие, переходящие в хлорит-кварцевые породы или углеродсодержащие сланцы с кварцем) располагаются преимущественно в нижней части разреза (участки Савинский, Золотые Пороги, в меньшей степени Лещевский). Углеродсодержащие сланцы доминируют в средней части разреза в ассоциации с подушечными коматитовыми базальтами. Предполагается, что подобная позиция указанных пород обусловлена пневматическим процессом. При образовании вторичных кварцитов, возможно, на первичные вулканические породы наиболее воздействовали летучие компоненты, что и привело на отдельных участках к образованию высококремнистых метасоматитов, а также высокотемпературных высококремнистых возгонов с различными формами железа, но без халькофильных элементов. Вероятно, по положению вторичных кварцитов в толще вулканитов можно условно установить прикардьерные и околожерловые зоны.

Наличие подушечных текстур традиционно связывается с излиянием лав в воду, так же как и появление углеродсодержащих сланцев. Однако ограниченный объем достоверных осадочных пород в разрезе позволяет предположить возможность образования углеродсодержащих сланцев в результате взаимодействия воды и коматитовых базальтов при активном участии СО либо на периферии построек, либо на поздних этапах излияния лав.

Вещественный состав исследуемых пород во многом потерял первоначальные черты вследствие неоднократных процессов метасоматоза, и наименее измененными являются вулканиты, претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм. Породы, преобразованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, имеют локальное развитие, но и они в большинстве случаев сохраняют реликты своих первичных текстурных признаков, в частности форму потоков, текстуры всех его частей.

**Коматиты.** Рассматриваемые породы образуют потоки и покровы различной мощности, простые и дифференцированные по своему сложению. Мощность их изменяется в широких диапазонах. Преобладают потоки 10—20 метровой мощности. Основным признаком определения кровли-подошвы служит присутствие структуры спинифекс.

В дифференцированном потоке 127 установлены три зоны (снизу вверх): кумулятивная, спинифекс, автобрекчия.

Кумулятивная зона представлена серпентинитами. Реликты первичных минералов не сохраняются. Минеральный состав: серпентин (антигорт — лизардит) — до 90 %, рудный (магнетит, ильменит, хромит, лимонит) — до 15 %, хлорит — до 1 %. В шлифах наблюдаются маломощные жилки (менее 1 мм) серпентин-асбеста. Структура перекрещенно-волокончатая по гипидиоморфнозернистой. Контуров зерен замещенного оливина подчеркиваются рудным минералом, который в интерстициях совместно с апостекловатой массой образует темно-серую, не диагностируемую обычными методами массу. Химизм породы соответствует перидотитам. Мощность зоны несколько метров.

Переходная зона от кумулятивной к спинифекс имеет мощность 10—15 см.

Микроскопически пластины апооливина хорошо выделяются только на выветрелой поверхности, а на свежем изломе видна однородная зеленая масса серпентина. Под микроскопом порода слоя представлена серпентинизированным коматитом с реликтами структуры спинифекс. Наблюдаются редкие вафлеобразные пакеты оливиновых пластин, замещенных серпентином. Вверх по разрезу их содержание постепенно увеличивается. Форма пластин длиной 1.3 мм—1 см изменяется от футлярообразной с ядром из раскристаллизованного стекла до копьевидных и изометричных гексагональной формы кристаллов длиной до 1 мм. Обычно они хорошо наблюдаются при проходящем свете. В скрещенных николях отчетливо проявляются характерные для серпентинитов структуры: перекрещенно-, продольно- и поперечноволокончатая. Серпентин (преимущественно антигорт, меньше лизардит) образует псевдоморфозы по зернам оливина. Наряду с крупными пластинами в основной массе бурого цвета выделяются «метелки» серпентинизированного оливина с толщиной кристаллов до 0.01 мм, пронизанных дендритовидным хромитом (?). Выше появляются иглы тремолита (?) по пироксену. Его содержание составляет до 10—15 %. Наблюдаются также пластинки хромита до 6 %. Магнетит (5—15 %) приурочен как к интерстициям, так и к трещинкам внутри пластин апооливина. Химизм породы изменяется по сравнению с кумулятивной зоной за счет увеличения (почти вдвое) окиси титана, хрома, цинка и уменьшения глинозема и никеля (рис. 44). Зона спинифекс приблизительно разделяется на четыре слоя.

Слой 1 — нижний, шириной до 25—30 см — характеризуется неоднород-

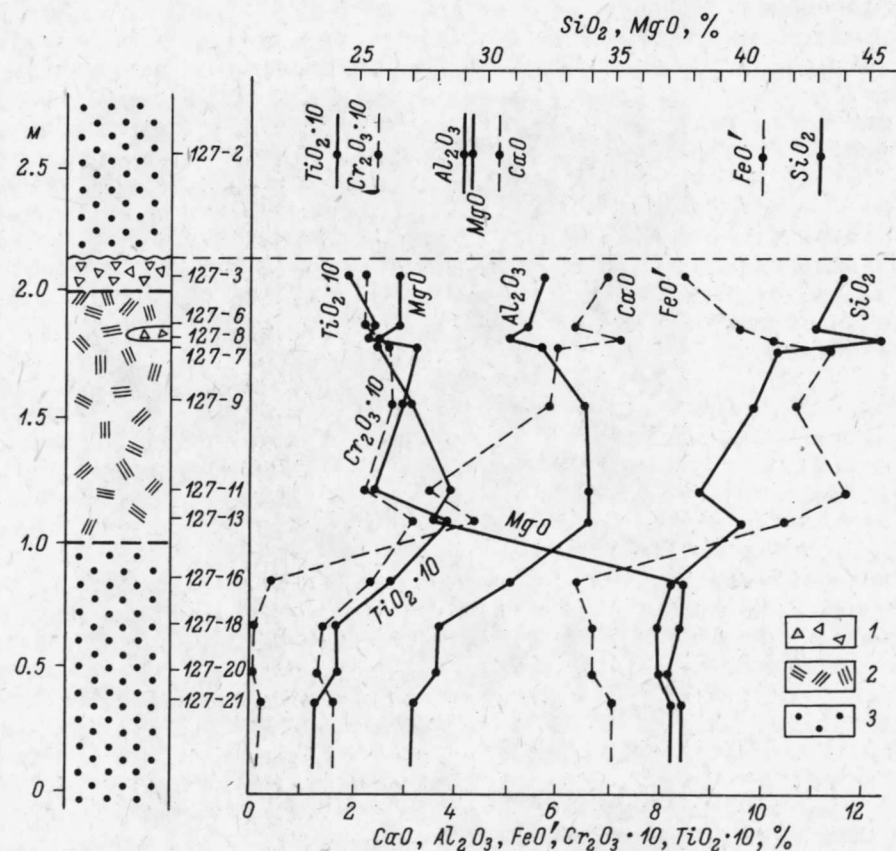


Рис. 44. Строение потока 127 коматитов.

1 — автобрекчия, 2 — зона спинифекс, 3 — кумулятивная зона.



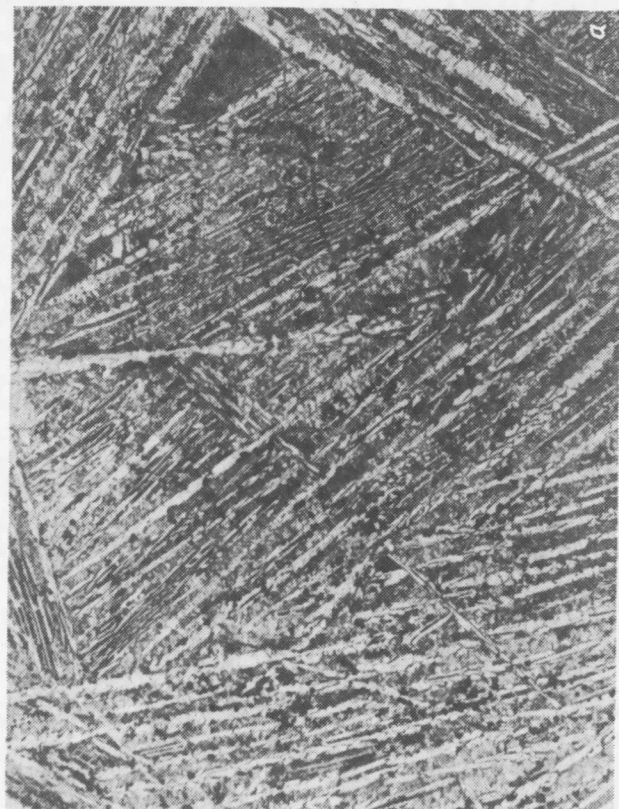
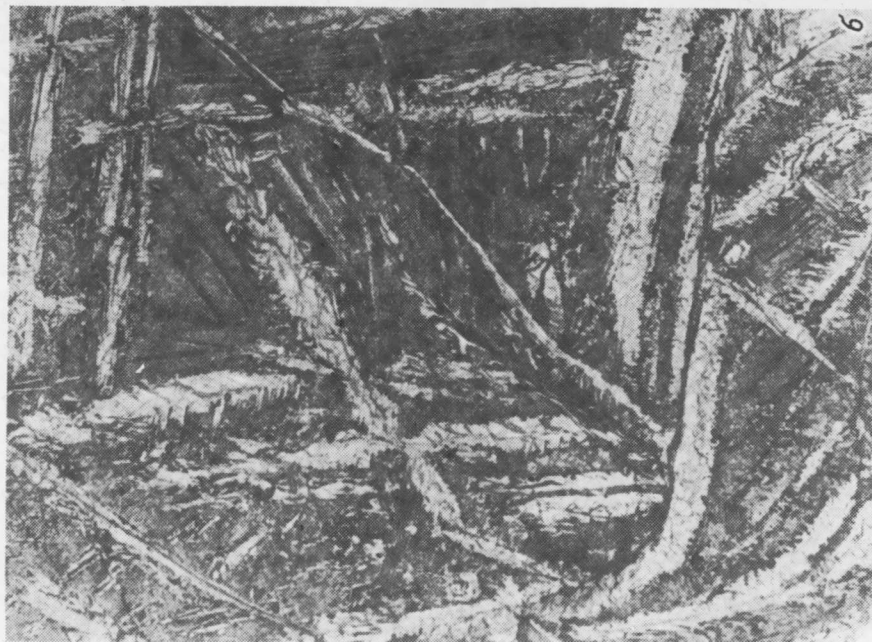


Рис. 45. Структура спинифекс в коматингах потока 127.

а — слой 1 (серое — серпентин, черное — рудный, темно-серое — серпентин-тремолитовое волокно с актинолитом, псевдоморфно развитое по стеклу); Увел. 8, без анализатора, обр. 127-13; б — слой 2 (темно-серое — актинолит-тремолитовое волокно по стеклу, черное — рудный, белое — серпентин по оливину). Увел. 4, без анализатора, обр. 127-9.

ностью строения за счет обособлений в виде линз длиной до 30 см, толщиной около 15 см (в среднем 10—12 см). Пластинчатые кристаллы оливина, замещенного серпентином, образуют пакеты и ориентированы поперек «линз», т. е. перпендикулярно слою (рис. 45, а). Длина пластин до 1.5 см, толщина — до 1.5 мм. На концах кристаллов и боковых гранях наблюдаются копьевидные иглы. Рудный в виде цепочек магнетита развит вдоль граней внутри оливиновых пластин. «Линзы» обычно оконтуриваются псевдоморфно замещенными пластинками оливина длиной до 50 см.

Слой 2 шириной около 25 см сложен длиной до 1 м пластинами замещенного оливина. Формой кристаллы напоминают «перья», толщина их не превышает 1.5 мм. Обычно оливин образует пачки, «растущие» из одного центра и ориентированные субпараллельно поверхности слоя. На гранях наблюдаются решетки за счет дендритовидных зерен хромита и магнетита. Отмечается довольно однородный состав (в %): серпентин (антигорит—лизардит) — 55—60, актинолит-тремолит по пироксену — до 40, реликты авгита(?) — до 10, рудный (магнетит-хромит) — до 10. Структура породы — крупный спинифекс, а внутри пластин оливина — продольно- и перекрещенноволокнистая (рис. 45, б). В интерстициях между пластинами за счет развития актинолита—тремолита по метелкам пироксена гранонематобластовая. Химизм породы заметно отличается от переходной зоны увеличением кремнезема, окислов железа и кальция, но уменьшением содержания окиси магния. Соотношение окиси никеля и хрома остается близким к соотношению этих элементов в вышеописанной зоне.

Слой 3 шириной до 25 см — линзообразные обособления, достигающие длины 55 см и толщины 10—12 см. Пластины замещенного апооливина длиной в несколько сантиметров и толщиной 3—4 мм в центре линз ориентированы перпендикулярно к поверхности слоя. Рудный (хромит и магнетит?) развит по трещинкам, пересекающим оливин под некоторым углом, поэтому в крупных кристаллах наблюдаются просечки рудного, в то время как тонкие пластинки почти полностью замещены им, и лишь в центре их остается полоска серпентина шириной до 0.05 мм. В скрещенных николях наблюдается «полосчатость» за счет пластин оливина, замещенного антигоритом, а по трещинкам — лизардитом, и интерстиционного пространства той же ширины, что и пластинки оливина, выполненного актинолитом—тремолитом, замещающим пироксеновые и оливиновые иглы. Химический состав породы несколько отличается от состава слоя 2 за счет увеличения содержания окиси кремния до 43 %, железа — до 11 %, кальция — до 6.5 %. Содержание окиси никеля и хрома устанавливается в пределах 0.2—0.25 %.

Слой 4 шириной до 20 см характеризуется многочисленными обломками размером от 1.5 до 2.5 см в поперечнике. Этот слой прослеживается на расстоянии 10—15 м по обнажениям. Обломки имеют острые углы и края. Под микроскопом в них наблюдаются идиоморфные, реже удлиненные зернышки замещенного оливина размером до 1.5—3 мм, погруженного в апостекловатую массу. Вмещающая обломки порода представлена коматиитом со структурой спинифекс. Характерны длинные до 1—3 см кристаллы серпентинизированного оливина толщиной до 0.5, реже — 2.0 мм. Часто эти пластины образуют пакеты, в которые входит до пяти пластин. Серпентинитовые волокна внутри кристаллов имеют направление вдоль длинной оси последних. Внутри кристаллов наблюдаются цепочки рудного, причем их рост ограничивается гранью пластин оливина. Между пластинками отмечаются ориентированные под некоторым углом (до 30°) к граням оливина мелкие, длиной до 1 мм и толщиной до 0.1 мм и меньше, кристаллики пироксена(?), замещенного актинолитом. Они образуют метелки, причем отдельные кристаллы имеют форму двугранных футляров. Между пачками встречаются поперечные кристаллы еще более мелких размеров. В современном составе преобладают вторичные минералы (в %): серпентин — 60, тремолит — до 20, рудный — до 10, хлорит — около 10.

В целом слой 4 можно рассматривать как переходный от зоны спинифекс к брекчиевой.

Верхняя — брекчиевая — зона мощностью до 10 см представлена обломками размером до 1—1.2 см. Они практически не смещены относительно друг друга, но имеют круглые очертания. Ориентировка цементирующей апостекловатой серпентинитовой массы вдоль контактов параллельна обломкам. Внутри обломков наблюдаются округлые идиоморфные зерна замещенного оливина размером до 1 мм. Под микроскопом порода представляет собой антигорт-лизардитовый серпентинит. Рудный (хромит, магнетит) располагается по трещинкам. Химические составы брекчиевой зоны близки составам зоны спинифекс.

Вышележащий поток перидотитовых коматитов не имеет выраженной зоны спинифекс, но характеризуется отчетливо проявленной отдельностью в верхней части, которая может сопоставляться с подушечной отдельностью потоков базальтов. Для химического состава породы характерны те же черты, что и для вышеописанного потока. По минеральному составу породы представлены серпентином — до 90—95 %, а также тремолит-актинолитом и рудным.

В восточной части участка Золотые Пороги найдены потоки с реликтами структуры спинифекс, значительно измененной. В последние годы потоки с такой структурой стали выявляться и в ряде скважин ПГО «Севзапгеология», причем в керне наблюдаются реликты ее, несмотря на значительную переработку. Кроме того, реликты структур спинифекс наблюдаются даже среди полностью лиственитизированных серпентинитов. Эти «пластины» оливина наполнены карбонатным материалом, тальком, тремолитом, серпентином, а текстурный рисунок можно сопоставить с рисунком птичьих следов на песке. В значительной степени изменяется и химический состав породы. Наблюдается увеличение окиси титана, глинозема, уменьшение содержания окиси магния, падает содержание никеля и хрома. В зонах разломов ультрамафиты часто превращаются в серпентин-карбонатные, кремнисто-карбонатные или железисто-карбонатные листвениты (по классификации Кашкая, 1965), представляющие собой пестрые желто-зеленые до темно-зеленых обычно полосчатые породы. Главные минералы — карбонаты — в них представлены доломитом, магнетитом, кальцитом (до 60 %), анкеритом (до 8 %), брейнеритом (единичные зерна) (определения Н. Д. Сыромятиной).

На Лещевском участке В. Н. Фурманов выявлен поток, имеющий трехчленное строение: подошвенная его часть мощностью 1.3 м представлена мелкозернистой массивной существенно актинолитовой породой; средняя часть мощностью 17.4 м сложена массивными серпентин-хлорит-тальковыми породами с реликтами структуры, напоминающей порфиоровую при переходе к верхней части потока. «Порфиоровые» выделения имеют шестиугольную и округлую форму, размер их 2—5 мм; сложены они одновременно погасающими в скрещенных николях чешуйками талька и оконтурены каемкой магнетитовой сыпи. Пространство между указанными выделениями выполнено мелкочешуйчатым хлорит-тальковым агрегатом. Описанные порфиоровые выделения, вероятно, являются псевдоморфозами талька по оливины.

В верхней части рассматриваемого потока мощностью 5.8 м отчетливо наблюдаются структуры спинифекс, которые диагностируются по появлению разноориентированных темных пучков и светлых полос. Длина пучков и полос составляет 5—30 мм, ширина — 5—10 и 0.5—1 мм соответственно. Максимальные размеры пучков характерны для самых верхних частей потоков. С глубиной они постепенно уменьшаются и исчезают, переходя в породы с реликтами порфиоровых структур. Микроскопически светлые полосы состоят из тонкозернистого агрегата зерен талька, хлорита, серпентин-хлорита, а темные — из этих же минералов и магнетита. В петрохимическом отношении коматиты являются самыми высокомагнезиальными породами района.

В Токшинской структуре В. С. Куликовым в 1976 г. найдены реликты спини-

фекс-структур в тремолит-тальк-хлоритовой породе. Формы пластинок оливина подчеркиваются цепочками рудного минерала.

В Волошовской структуре в настоящее время выявлено более 30 тел ультрамафитов, залегающих согласно с вмещающими их лопийскими образованиями. По простиранию они прослеживаются на расстояние от 1—2 до 3—5 км при мощности от десятков метров до 200—300, реже 500—700 м. Породы представлены апооливинитами и серпентинизированными перидотитами. В зонах интенсивной трещиноватости серпентиниты превращены в магнетит-тремолитовые сланцы. Структуры спинифекс в породах не установлены и на предмет вулканогенного происхождения не изучались.

**Интрузивные аналоги коматитов.** Комагматичная коматитам плутоническая фация представлена ограниченно. Пространственно и генетически с коматитами, по нашему мнению, связаны небольшое тело на участке Золотые Пороги, Восточно-Светлоозерский массив ультрамафитов в районе Каменно-озерской структуры (рис. 41) и Винельская большая дайка в районе Токшинской структуры (рис. 46).

На участке Золотые Пороги один из предполагаемых подводящих каналов в виде небольшого интрузива серпентинизированных ультрамафитов располагается на правом берегу р. Кумбуксы. Он имеет овальную форму и в диаметре составляет около 50 м. Характерной особенностью является его положение в центре лиственитизированного поля, имеющего определенную зональность

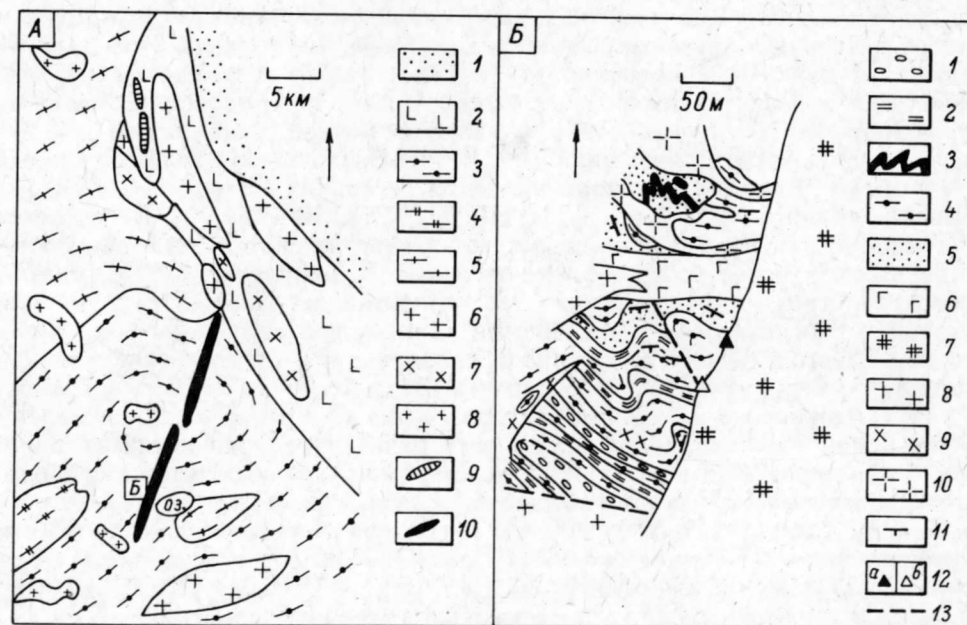


Рис. 46. Схема геологического строения района оз. Волоцкого (А) и детального участка Центральной (Б). Составили В. С. Куликов и В. В. Куликова, 1986 г.

А. Нижний протерозой: 1 — токшинская свита; верхний архей: 2 — вожминская серия; нижний архей (?): 3 — волоцкая толща (амфиболиты, реликты подушечных и миндалекаменных базальтов, малоомощные горизонты туфогенно-осадочных образований), 4 — водлинская толща (биотитовые полосчатые гнейсы с линзами амфиболитов). Интрузивные породы: 5 — тоналиты, тоналито-гнейсы; 6 — плагиограниты; 7 — диориты, гранодиориты, кварцевые диориты; 8 — плагиомикроклиновые граниты, лейкограниты и сопровождающие их пегматиты мусковит-редкометалльной формации; 9 — габброиды; 10 — ультрабазиты (Винельская интрузия). Б. Гранитизированные базальты (амфиболиты с различными текстурами: 1 — подушечные, 2 — полосчатые, 3 — миндалекаменные, 4 — массивные; 5 — гранитизированные туфогенно-осадочные породы; 6 — габброамфиболиты, амфиболиты; 7 — ультрамафиты, 8 — плагиограниты; 9 — диориты; 10 — лейкограниты, пегматиты; 11 — полосчатость; 12 — точки наблюдения контакта Винельской интрузии в обнажении (а) и в канаве (б); 13 — разломы.



по степени изменения. Наиболее лиственитизированные породы основного и ультраосновного состава располагаются вокруг массива (примерно в 50 м) в виде зоны шириной до 20—25 м.

В 50 м к северо-востоку от интрузии располагаются дайки кислых вулканитов, секущие лиственитизированные породы (возраст их, по данным Н. Арестовой, 1984 г., 2.9 млрд. лет). Возможно, аналогичный канал, только деформированный за счет северных надвигов, существует в 1.2 км вверх по р. Кумбуксе от указанного участка.

Восточно-Светлоозерская интрузия расположена среди туфогенно-осадочных образований преимущественно основного состава и, вероятно, расланцованных базальтов, полого падающих на запад. Туфы среднего и кислого состава появляются в верхах разреза. Интрузия представлена овальным телом размером 700×2000 м, круто уходящим вниз. Породы, слагающие интрузию, — преимущественно апооливиниты, серпентиниты по ним, а в восточном контакте, где на интрузию воздействуют гранитоиды, отмечаются тальк-карбонатные породы. Серпентиниты имеют лизардит-антигоритовый состав, реже встречается хризотил. В некоторых случаях наблюдается недиагностируемый серпентин грязно-зеленого цвета с прослоями брусита—пироаурита (?). Содержание магнетита составляет 3—8 %. Приконтактные зоны интрузии имеют сложное строение, обусловленное поздними воздействиями гранитоидов, внедрением даек габбро-диабазов, долеритов (пудожгорского типа?), а также тектоническими воздействиями. В последнем случае развиваются бластомилониты амфибол-хлорит-плагиоклазового состава, амфиболовая апопироксенитовая порода, тремолит-актинолит-тальковые сланцы и т. д. Иногда в приконтактных зонах сохраняются реликты апооливинитов(?) среди тальк-тремолитовой породы. Интерстиции в реликтах выполнены бурой массой, насыщенной магнетитом. Жилы и дайки кислых вулканитов, прорывающие массив, сопоставимы с риолитами озера Во́жмозеро, Безымянного (Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс) и имеют, вероятно, установленный для последних возраст 2.9 млрд. лет (термоионный метод, Е. С. Богомолов, ИГГД АН СССР, 1981 г.). Что касается так называемого Западно-Светлоозерского массива, то он, по всей вероятности, формировался в более позднее время вместе с Лебяжинским и Во́жминским и состоит из трех самостоятельных тел серпентинизированных перидотитов, залегающих субсогласно с вмещающими сланцами по туфогенно-осадочным породам среднего и кислого состава и круто падающих в западном направлении при общем субмеридиональном простирании. Воздействие гранитоидов на Во́жминский, Лебяжинский и Западно-Светлоозерский массивы в настоящее время изучено слабо. Массивы зональны за счет развития в эндоконтактах пироксенитов или пироксенитовых дунитов, которые к центру сменяются амфиболовыми перидотитами и оливиновыми пироксенитами, аповерлитами и серпентинитами по ним (мощностью 200—300 м), а в ядерной части — аподунитами и серпентинитами (мощностью от 15—200 до 400—700 м).

Винельская дайкообразная интрузия протяженностью более 15 км находится в 2.5 км к западу от оз. Волоцкого и прослеживается по обнажениям и скважинам ПГО «Архангельскгеология» в субмеридиональном направлении. Вмещающие породы представлены сложнорасчлененной толщей амфиболитов, туфогенно-осадочных пород, прорванных плагиогранитами, дайками габбро-диабазов. Предполагается, что этот супракрустальный комплекс формировался в нижнем архее. Непосредственный контакт интрузии с вмещающими породами установлен в ее висячем боку. В зоне экзоконтакта наблюдается ороговикование вмещающих пород мощностью 1—1.5 см. Сам контакт неровный, в значительной степени проработан более молодыми лейкогранитами(?). Эндоконтактная зона представляет собой метасоматическую породу по ультрамафитам в виде тремолит-актинолитовой ассоциации и частично реликтов серпентина, по которым развивается альбит (1—2.5 см). Здесь же нами установлена пегматитовая жила

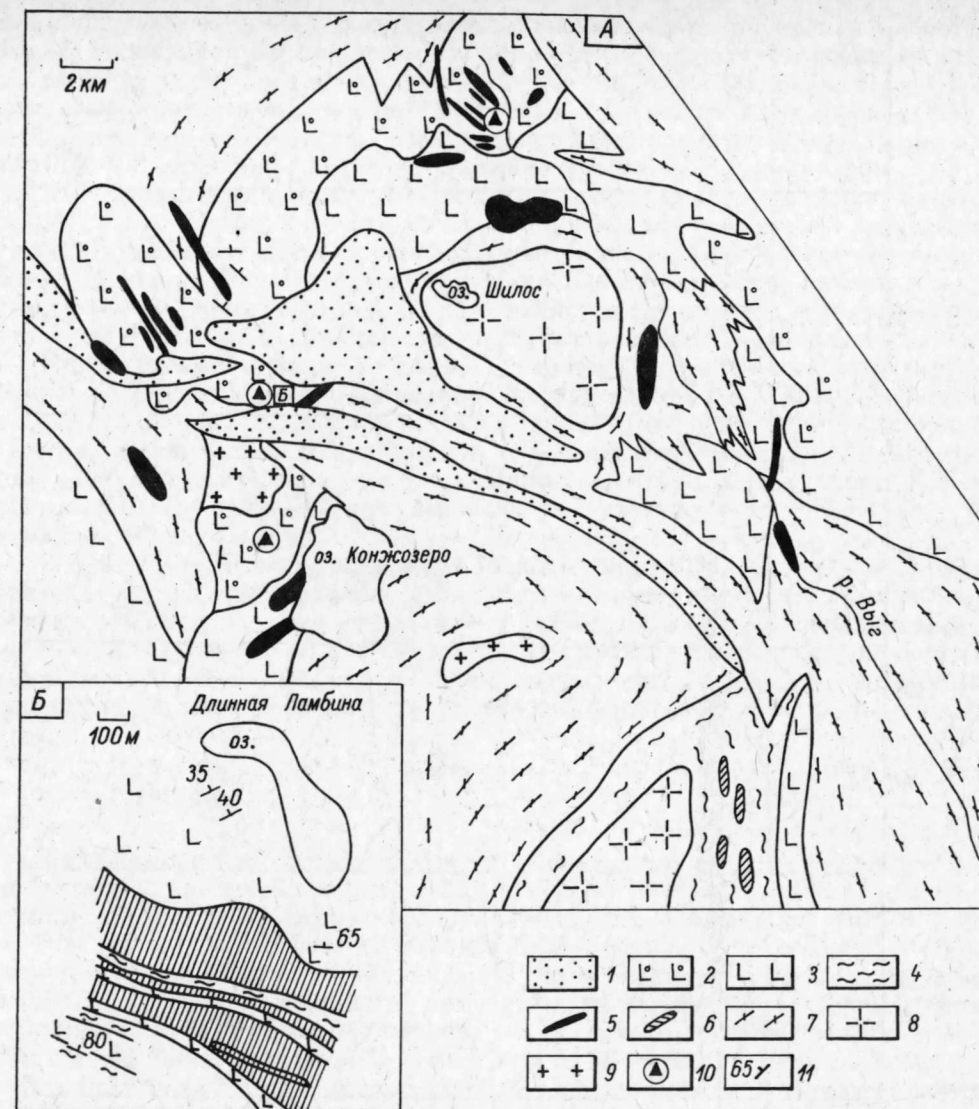
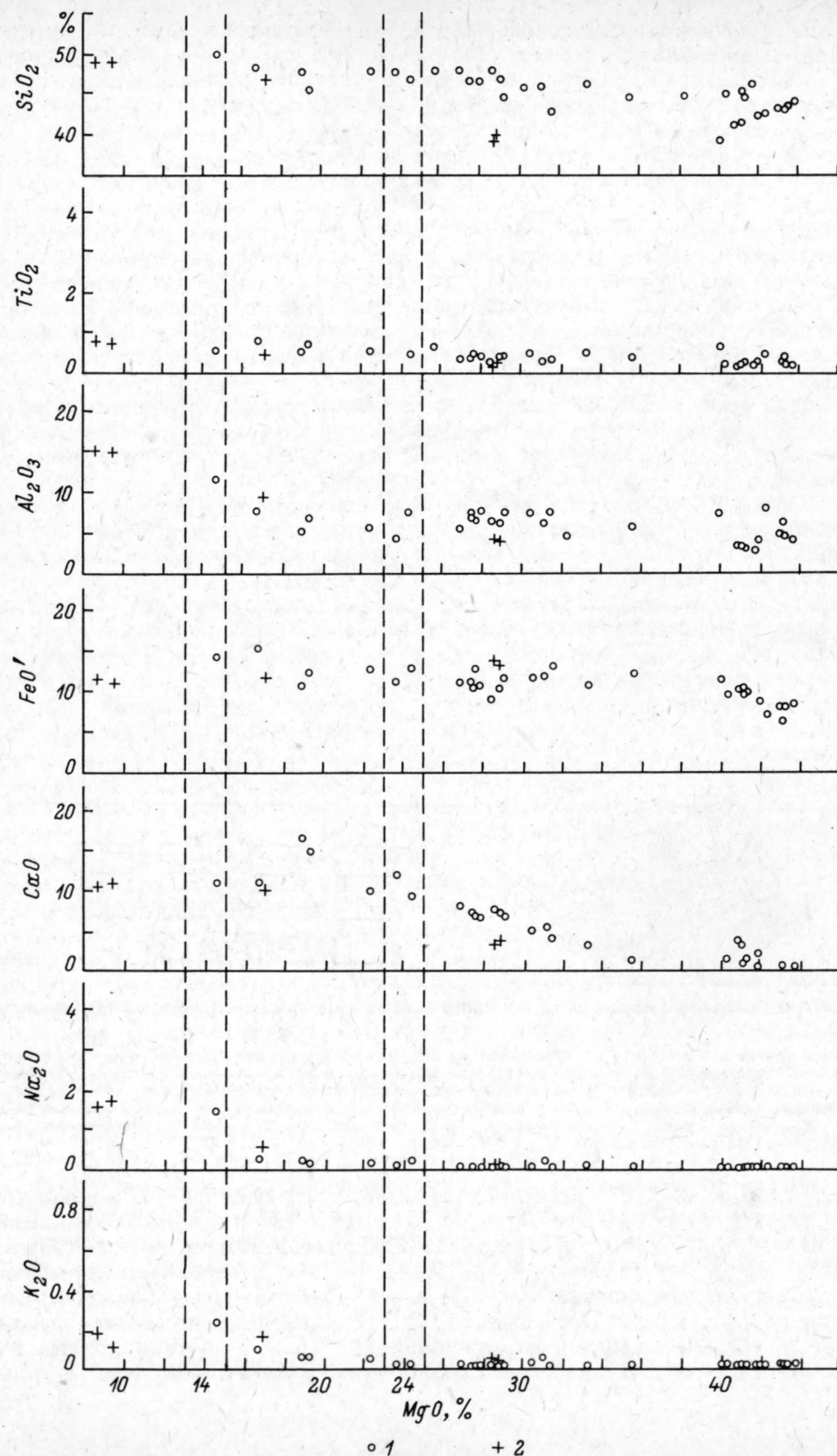


Рис. 47. Схема геологического строения Южно-Выгозерского пояса (А) и участка Длинная Ламбина (Б).

Нижний протерозой (ятулий): 1 — вулканогенные и осадочные образования. Верхний архей (лопий): 2 — базальты с подушечной текстурой; 3 — базальты массивные, миндалекаменные с прослоями туфогенно-осадочных пород; 4 — осадочно-вулканогенные образования кислого, среднего и реже основного состава; 5 — габбро, габбро-диабазы; 6 — ультрабазиты (коматиты); 7 — гранито-гнейсы, частично, гнейсо-граниты; 8 — плагиограниты; 9 — плагиомикроклиновые граниты; 10 — места находок низкомагнетизальных коматитовых базальтов и коматитов; 11 — слоистость.

мощностью до 10—12 см, секущая зону контакта в субширотном направлении в соответствии с общим простиранием тела лейкогранитов и сопровождающих его пегматитов мусковит-редкометалльной формации, возраст которых составляет 2.7 млрд. лет (Куликов и др., 1984). Контакт с перерывами прослежен в северо-восточном направлении на 25 м, а в 55 м к юго-западу зона ороговикования вскрыта канавой Плесецкой КГРЭ ПГО «Архангельскгеология». Ультрамафиты, вскрытые канавой на расстоянии до 1.5 м, от контакта обогащены тремолитом; в них установлены слюда биотит-флогопитового ряда, а также



редкие щелочи повышенных содержаний. По имеющимся данным, для интрузии характерна слабая расслоенность, выраженная в развитии в западной краевой части серпентинизированных перидотитов, а в центральной и восточной — клинопироксеновых оливинитов. Минеральный состав (в %): оливин — 85—90, клинопироксен — 10—12, гидратизированный биотит—флогопит — 1—2, магнетит — 3—4, единичные зерна интерстиционного хромита диаметром 2—3 мм. Занимая секущее положение относительно вмещающих пород с общим простиранием запад-восток, интрузия в то же время вблизи Токшинской верхнеархейской структуры в северо-восточном окончании имеет сопряженное соотношение с последней и не воздействует на лопийские образования. Весь комплекс данных свидетельствует, что интрузия (дайка) является, по крайней мере, одновременной с коматиитами Токшинской структуры, а возможно, и подводящим каналом.

**Коматиитовые базальты.** Низко- и высокомагнезиальные коматиитовые базальты, вероятно, распространены более широко, чем коматииты, но и изучены в меньшей степени. В Сумозерско-Кенозерском поясе они отмечены на Золотых Порогах Каменноозерской структуры, в Оловоозерской и Токшинской структурах, в Южно-Выгозерском поясе — в Шилосской структуре на участке Длинная Ламбина (рис. 47), на Хижгоре; вероятно, их следует ожидать в восточной части Рыбозерской структуры.

В Сумозерско-Кенозерском поясе коматиитовые базальты обычно занимают среднюю часть разреза вожминской серии или тяготеют к ее низам, ассоциируясь с коматиитами. Они представлены подушечными лавами небольшой мощности — в среднем 7—10 м. Размер подушек  $2 \times 0.5$  м, причем на зону закалки приходится 2—3 см. Потоки деформированы, смяты в складки, подвержены процессам гидротермальной переработки, но форма подушек обычно сохраняется.

#### ПЕТРОХИМИЯ

Петрохимические особенности коматиитов и коматиитовых базальтов устанавливаются на основании более 100 химических анализов, часть из них приведена в табл. 14 и отражена на вариационной диаграмме (рис. 48).

В основу петрохимического анализа были положены представления об изохимическом характере серпентинизации, которой подверглись все изучаемые породы. Лиственитизированные коматииты не учитывались. Перидотитовые коматииты соответствуют крайне низкощелочным и низкоглиноземистым породам с вариациями содержания кремнезема от 38 до 45 %, величина коэффициента глиноземистости не превышает 0.2. При высоком содержании магнезии (26.32—37.64 %) для них характерна низкая железистость — не более 0.35. В связи с этим был выполнен расчет коэффициента М/Ф по методу Н. Д. Соболева (1959) для коматиитов из разных слоев (от кумулятивного до зоны спинифекса) по следующей формуле:  $M/F = \frac{MgO}{FeO + 2O_3 + MnO + NiO}$ . Среднее значение

М/Ф для кумулятивной зоны равно 9.07, переходной — 8.7, слоя 1 — 4, слоев 2÷4 — 3.5, брекчиевой зоны — 4.12, а по потоку — 5.4. Среднее значение М/Ф для вышележащих коматиитов равно 6.3, для коматиитов Токшинской структуры — 4.3, Шилосской — 7.1, т. е. спектр изменения имеет пределы 4—7.1, соответствуя ультрафербазитам и ультраальбазитам Н. Д. Соболева (1959). Соотношения  $CaO-MgO-Al_2O_3$ , соответствующие средним значениям пород из брекчиевой, спинифекса и кумулятивной зон, свидетельствуют об увеличении

Рис. 48. Вариационная диаграмма коматиитов и коматиитовых базальтов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса и пояса Колмозеро-Воронья.

1 — Сумозерско-Кенозерский пояс, 2 — пояс Колмозеро-Воронья (Вревский, 1980).



Таблица 14

Химический состав коматитов и коматитовых базальтов Сумозерско-Кенозерского зеленокоменного пояса

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
	8166	94/147.5	97/84	124	96/144	659/109.9	89/193	93/266.5
SiO <sub>2</sub>	48.04	50.0	51.20	50.48	48.0	47.66	47.32	47.40
TiO <sub>2</sub>	1.14	0.78	0.66	0.50	0.63	0.74	0.87	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.15	14.1	12.9	16.94	14.6	15.01	15.64	13.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.8	3.48	3.26	1.64	2.31	2.69	2.40	2.28
FeO	11.7	7.72	7.18	6.35	7.18	8.38	9.18	8.56
MnO	0.201	0.19	0.13	0.23	0.15	0.19	0.23	0.26
MgO	9.05	9.08	9.19	9.31	9.66	9.77	9.75	10.52
CaO	4.4	6.61	7.61	8.38	11.59	9.41	8.44	11.03
Na <sub>2</sub> O	1.85	2.43	3.39	1.84	1.32	1.08	2.34	1.26
K <sub>2</sub> O	0.33	0.79	0.12	0.04	0.24	0.36	1.02	0.18
H <sub>2</sub> O	0.36	0.08	0.04	0.16	0.13	0.10	0.15	0.06
П. п. п.	5.54	4.09	3.39	4.09	3.5	4.59	2.33	3.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.09	0.08	0.06	0.05	0.12	0.13	0.05
CoO	0.009	—	—	0.07	—	0.06	0.008	—
NiO	0.011	—	—	0.014	—	0.019	0.028	—
CuO	0.005	—	—	0.010	—	0.003	0.003	—
ZnO	0.017	0.06	0.06	0.011	—	0.011	0.013	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.028	—	—	0.085	—	0.05	0.022	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.029	—	—	0.064	—	0.04	0.047	—
Li <sub>2</sub> O	0.0086	—	—	0.0031	—	0.049	0.0038	—
Rb <sub>2</sub> O	0.0013	—	—	0.0005	—	0.0049	0.0029	—
Cs <sub>2</sub> O	0.0005	—	—	0.0003	—	0.0005	0.0003	—
Сумма	99.84	99.51	99.21	100.28	99.45	100.19	99.97	99.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	13.29	18.08	19.54	33.88	23.17	20.28	17.98	20.62

Таблица 14 (продолжение)

Окислы	9	10	11	12	13	14	15	16
	257/97.5	6/147	367-1	918-2	85/130.3	85/110.3	95/265	919
SiO <sub>2</sub>	43.10	47.74	49.84	51.40	47.00	46.92	46.58	47.32
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.48	0.50	0.60	0.70	0.67	0.52	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.44	16.68	13.65	11.38	12.67	12.95	9.38	11.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	1.03	1.52	1.55	1.42	1.80	1.75	1.71
FeO	8.04	6.54	9.05	6.26	9.34	9.46	9.94	8.18
MnO	0.164	0.15	0.258	0.15	0.112	0.144	0.21	0.17
MgO	10.76	11.20	11.51	12.20	12.30	12.92	13.58	14.35
CaO	8.68	7.14	7.56	9.94	11.08	9.60	9.94	9.30
Na <sub>2</sub> O	1.5	1.52	1.97	1.72	1.07	1.11	2.05	1.50
K <sub>2</sub> O	0.02	2.28	1.15	1.20	0.12	0.18	0.20	0.15
H <sub>2</sub> O	0.07	0.11	0.09	0.06	3.7	4.2	5.36	4.3
П. п. п.	11.62	4.38	3.01	2.91	0.17	0.1	0.21	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.19	0.08	0.12	0.05	0.06	0.18	0.15
CoO	0.08	0.008	0.046	0.008	0.011	0.011	0.01	0.011
NiO	0.028	0.04	0.001	0.034	0.036	0.036	0.026	0.085
CuO	0.017	0.001	0.012	0.006	0.012	0.015	0.001	0.005
ZnO	0.01	0.01	0.132	0.007	0.013	0.013	0.01	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.064	0.049	0.045	0.14	0.123	0.116	0.152	0.032
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.054	0.008	0.035	—	—	0.048	0.041
Li <sub>2</sub> O	0.0228	0.0074	0.0051	—	—	—	0.006	—
Rb <sub>2</sub> O	0.0004	0.0083	0.0004	—	—	—	0.001	—
Cs <sub>2</sub> O	0.0006	0.0004	—	—	—	—	0.0003	—
Сумма	99.8	99.59	100.43	99.71	99.93	100.2	100.15	99.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	37.03	34.75	27.30	18.97	18.10	19.33	18.04	17.38

Таблица 14 (продолжение)

Окислы	17	18	19	20	21	22	23	24
	3506-1	10/41.1	257/86.8	10/29.9	95/237.5	257/88.4	87/83.5	115/1369
SiO <sub>2</sub>	50.1	47.34	46.08	46.08	27.64	42.66	43.08	37.14
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.77	0.43	0.52	1.56	0.31	0.34	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.5	11.77	16.51	9.57	17.31	8.21	6.73	7.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.88	2.16	1.08	1.26	1.51	0.73	3.35	1.50
FeO	8.21	9.22	10.34	9.38	8.8	10.48	8.48	8.33
MnO	0.13	0.19	0.166	0.19	0.25	0.164	0.15	0.21
MgO	14.93	15.41	16.48	18.72	20.06	22.52	22.75	23.11
CaO	9.74	7.96	0.28	8.37	1.26	4.34	8.30	6.72
Na <sub>2</sub> O	0.35	1.28	0.01	0.3	0.07	0.04	0.16	0.01
K <sub>2</sub> O	0.58	0.53	0.01	0.56	0.01	0.01	0.002	0.01
H <sub>2</sub> O	4.08	2.89	0.13	0.19	0.22	0.02	0.009	0.1
П. п. п.	0.13	0.27	8.95	4.87	10.80	10.19	6.23	14.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.14	0.10	—	0.29	0.04	0.032	—
CoO	0.011	0.011	0.008	0.011	—	0.012	0.011	0.014
NiO	0.048	0.060	0.007	0.005	—	0.246	0.102	0.133
CuO	0.006	0.012	0.001	0.004	—	0.003	0.002	0.001
ZnO	0.014	0.011	0.016	0.011	0.017	0.01	0.007	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.22	0.002	0.27	0.054	0.21	0.27	0.228
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.017	0.025	0.055	0.057	0.038	0.016	0.03
Li <sub>2</sub> O	—	0.011	0.0383	0.013	0.0035	0.0025	0.0008	—
Rb <sub>2</sub> O	—	0.0025	0.0004	0.002	0.0017	0.0004	0.0004	—
Cs <sub>2</sub> O	—	0.0004	0.0008	0.0004	0.0002	0.0008	0.0005	—
Сумма	100.47	100.27	99.65	100.37	99.91	100.22	100.12	99.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	17.92	15.29	38.40	18.40	11.10	26.48	19.79	25.04

Таблица 14 (продолжение)

Окислы	25	26	27	28	29	30	31	32
	115/240	127-8	127-7	95/277	127-4	127-3	127-6	127.9
SiO <sub>2</sub>	38.10	44.76	41.42	44.10	43.42	44.08	43.00	40.50
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.22	0.32	0.35	0.27	0.18	0.22	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.33	4.85	5.60	6.28	6.12	5.58	5.40	6.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	7.88	9.50	2.22	8.30	5.93	7.22	8.73
FeO	10.20	3.0	3.0	7.54	2.87	2.93	3.04	2.76
MnO	0.139	0.200	0.189	0.21	0.20	0.30	0.211	0.17
MgO	23.21	25.50	25.76	25.78	25.96	26.68	26.95	27.00
CaO	2.8	7.28	5.90	6.44	6.66	6.89	6.20	5.74
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	0.82	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.22	0.26	0.58	0.31	0.25	0.45	0.33	0.49
П. п. п.	11.02	5.30	6.67	6.53	5.43	6.27	6.70	7.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.035	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.08
CoO	0.015	0.012	0.013	0.011	0.013	0.012	0.013	0.016
NiO	0.134	0.194	0.202	0.138	0.164	0.18	0.208	0.180
CuO	0.001	0.004	0.002	0.002	0.002	0.001	0.004	0.001
ZnO	0.012	0.014	0.011	0.007	0.016	0.02	0.013	0.014
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.264	0.237	0.259	0.32	0.248	0.126	0.213	0.27
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.040	0.074	0.079	0.036	0.058	0.026	0.083	0.022
Li <sub>2</sub> O	—	0.0010	0.0011	0.0003	0.0009	—	0.0011	—
Rb <sub>2</sub> O	—	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	—	0.0003	—
Cs <sub>2</sub> O	—	0.0006	0.0006	0.0003	0.0005	—	0.0005	—
Сумма	100.11	99.84	99.58	100.35	100.05	99.80	99.96	99.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	34.33	22.05	17.50	17.94	22.67	31.00	24.55	21.97

Таблица 14 (продолжение)

Окислы	33	34	35	36	37	38	39	40
	127-13	90/193.5	127-11	93/229	94/95.5	95/200	210-2	127-17
SiO <sub>2</sub>	40.10	40.94	38.40	39.58	39.62	39.80	34.50	33.80
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.31	0.22	0.26	1.0	0.21	0.08	0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.60	5.06	6.50	4.83	4.62	3.55	2.58	6.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.17	8.90	8.60	3.36	6.4	3.36	5.72	10.07
FeO	3.09	0.58	3.95	3.36	5.74	6.70	3.40	0.84
MnO	0.20	0.12	0.25	0.13	0.11	0.29	0.10	0.324
MgO	28.08	29.74	28.70	32.05	30.03	34.11	34.84	34.98
CaO	4.35	2.31	3.43	0.91	3.01	0.42	2.94	—
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.14	0.01	0.02	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.35	0.31	0.43	0.19	0.21	0.24	0.43	0.55
П. п. п.	7.60	10.74	8.60	10.72	8.33	11.16	14.51	12.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	—	0.06	0.035	0.14	0.07	0.04	0.06
CoO	0.014	0.018	0.015	0.019	0.019	0.017	0.019	0.008
NiO	0.165	0.208	0.208	0.239	0.25	0.24	0.3	0.162
CuO	0.002	0.02	0.001	—	—	0.001	0.003	0.001
ZnO	0.010	—	0.012	0.009	0.024	0.009	0.006	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.325	0.296	0.216	0.24	0.14	0.094	0.372	0.293
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.072	0.12	0.07	0.11	0.056	0.02	0.021	0.067
Li <sub>2</sub> O	0.0016	0.0004	0.0012	0.0004	0.0006	0.0003	—	0.0005
Rb <sub>2</sub> O	0.0003	0.0003	0.0002	0.0003	0.0006	0.0002	—	0.0002
Cs <sub>2</sub> O	0.0005	0.0004	0.0005	0.0005	0.0005	0.0002	—	0.0004
Сумма	99.59	99.81	99.66	100.5	99.97	100.27	99.89	99.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.33	16.32	29.55	18.58	4.62	16.9	32.2	12.8

Таблица 14 (продолжение)

Окислы	41	42	43	44	45	46	47	48	49
	213	214	212	215	127-15	127-20	127-18	127-16	127-21
SiO <sub>2</sub>	38.78	39.00	38.64	40.08	37.00	37.07	37.10	37.50	37.88
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.12	0.11	0.11	0.35	0.17	0.16	0.27	0.131
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.63	2.36	2.36	2.10	6.60	3.83	3.58	5.08	3.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.53	2.91	4.03	3.35	4.00	7.30	7.30	4.61	7.59
FeO	5.82	5.39	4.74	4.45	1.26	0.29	0.26	1.07	0.36
MnO	0.128	0.116	0.101	0.084	0.281	0.048	0.038	0.25	0.04
MgO	35.03	35.88	36.14	36.74	37.00	37.36	37.64	37.91	37.92
CaO	1.05	0.70	0.77	0.07	—	0.0	0.0	0.21	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.02	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.17	0.15	0.16	0.16	0.44	0.76	0.51	0.40	1.20
П. п. п.	13.06	12.77	12.41	12.01	12.08	12.50	12.59	12.04	12.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.02	0.01	0.07	0.05	0.05	0.05	0.035
CoO	0.017	0.018	0.018	0.017	0.007	0.011	0.012	0.007	0.01
NiO	0.271	0.018	0.296	0.273	0.168	0.263	0.243	0.14	0.24
CuO	0.002	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001
ZnO	0.009	0.008	0.004	0.009	0.019	0.005	0.005	0.006	0.005
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.34	0.36	0.536	0.325	0.133	0.133	0.224	0.154
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.047	0.04	0.046	0.039	0.069	0.069	0.061	0.026	0.026
Li <sub>2</sub> O	0.0004	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0004	0.0005	—	—
Rb <sub>2</sub> O	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	—	—
Cs <sub>2</sub> O	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0002	0.0003	0.0002	—	—
Сумма	100.01	100.11	100.23	100.06	99.67	99.86	99.68	99.80	99.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.8	19.6	21.5	19.1	18.9	22.5	22.4	18.8	23.8

Примечание. Структуры: 1, 4, 6, 9, 19, 22, 24—27, 29—33, 35, 39—49 — Каменноозерская; 2, 3, 5, 7, 8, 11, 13—15, 21, 23, 28, 34, 36—38 — Токшинская; 10, 12, 16—18, 20 — Оловозерская; 26—28, 31—33, 35 — коматиты с хорошо сохранившейся структурой спинифекс; 1, 21, 37 — интенсивно измененные породы.

содержания оливина в подошве потока. Зависимость содержания MgO от Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO от CaO указывает на близость составов коматитов Шилосской и Токшинской структур средним составам коматитов Барбертона, а Каменноозерской — Родезийским. Вероятно, метаморфизм не мог регулировать подобный характер распределения компонентов, так как географически разобщенные породы группируются в единые поля. Как полагают некоторые исследователи (Nesbitt e. a., 1979), соотношение MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> контролирует оливин из каждой группы коматитов, а содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> характеризует исходный состав. В то же время вариации содержания CaO скорее всего соответствуют выносу его при метаморфизме. Исследование зависимости количеств TiO<sub>2</sub> и MgO, а также TiO<sub>2</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> показывает, что в первом случае она обратная, а во втором отмечается бимодальность. Так, коматиты Золотых Порогов (Каменноозерская структура) соответствуют углистым хондритам (Nesbitt e. a., 1979), а ультрамафиты Шилосской и Токшинской структур — барбертонским. Возможно, эта закономерность обусловлена разными уровнями излияния ультраосновных лав: в раннюю и позднюю стадии формирования потоков. Некоторые исследователи предлагают в качестве информативного отношения TiO<sub>2</sub>—P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Для коматитов Каменноозерской структуры оно составляет 5, Токшинской — 7, Шилосской — 6, а отношение TiO<sub>2</sub>—V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — соответственно 5, 15 и 11. При исследовании TiO<sub>2</sub>—SiO<sub>2</sub> устанавливается почти прямая пропорциональная зависимость. Пониманию эволюции составов ультраосновных эффузивов способствует диаграмма А—S (рис. 49), на которой ордината А суммирует компоненты клинопироксена и полевых шпатов, а ордината S — соотношение оливина с ортопироксеном (Дмитриев и др., 1972). На этой диаграмме (Куликова, 1983) кумулятивная зона наиболее близка по своему химизму гарцбургитам, а брекчиевая располагается в поле верлитов. Зона спинифекс занимает область перекрытия перидотитовых коматитов и пикритов (Марковский, Ротман, 1981). Ни один анализ не соответствует меймечитам, а средние составы зоны спинифекс и частично кумулятивной располагаются в области модельных мантийных составов. Химические характеристики и вышеуказанные соотношения должны, по нашему мнению, отражать первичный состав пород, а возможно, и исходный. Данные нормативного пересчета показали содержание «типоморфного» оливина в осредненном коматите Токшинской структуры — более 36 %, ортопироксена — более 40 %, клинопироксена — более 20 %, а в Каменноозерской и Шилосской структурах нормативный клинопироксен полностью отсутствует.

Определение содержания серы (в %) и ее изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}$  (в ‰) в различных зонах потока 127 показало следующие результаты (соответственно): кумулятивная — 0.10, +0.9; спинифексная — 0.12, +1.1; брекчиевая — 0.1, +2.9. Среднее содержание по потоку: S — 0.76 %,  $\delta^{34}\text{S}$  — +1.63 ‰. По данным Л. Н. Гриненко и соавторов (1986), коматиты Каменных озер не отличаются от подобных пород из других районов КМА и Украины, а изотопные соотношения серы близки к метеоритной величине. Предполагается, что обеднение коматитов серой связано с дегазацией последней в форме H<sub>2</sub>S в процессе излияния лавы, что свидетельствует о восстановительных условиях в коматитовой магме, источник которой находился в верхней мантии. Определенный интерес представляет соотношение никеля и хрома в коматитах. Никель закономерно накапливается в подошве потока, а хром концентрируется в нижнем спинифексном слое (Каменноозерская структура). Анализ данных по коматитам всех структур позволяет сделать вывод об обратной зависимости содержаний никеля и хрома в коматитах. Содержание окиси никеля для коматитов составляет в среднем 0.13—0.32, окиси хрома — 0.2—0.42, а в Токшинской структуре — 0.55—1.2 %.

Коматитовые базальты (НКБ и ВКБ) по своим петрохимическим свойствам отличаются от коматитов. Независимо от текстурных особенностей НКБ характеризуются содержанием суммы щелочей в пределах 1—3 %, а по степени



глиноземистости все относятся к низко-, реже умеренноглиноземистым. Интересной особенностью является концентрация составов миндалекаменных и подущечных НКБ в поле, ограниченном содержанием кремнезема 49—50 % и значением коэффициента глиноземистости 0.75. Если попытаться установить характер глиноземистости от отношения щелочей, выявится та же упомянутая тенденция зависимости состава от степени метаморфизма и влияния гранитоидных массивов, особенно их апикальных частей. Так, абсолютное большинство групп малоизмененных НКБ и ВКБ образуют поле, соответствующее натриевой серии, но при возрастании коэффициента глиноземистости уменьшается отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , а геологически и петрографически породы становятся более измененными. Среднее значение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  для всех разновидностей равняется семи. Среднее значение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  для НКБ и ВКБ равно 14—14.5 %, коэффициент железистости — 0.55. Характер распределения редких и рассеянных элементов не так характерен в связи с их высокой чувствительностью к наложенным процессам, и геохимические особенности вулканических пород определяются скорее степенью метаморфических преобразований, чем исходным составом породы. Так, например, распределение меди может быть определено многими факторами: привнесом мантийными флюидами, первичным вулканогенно-осадочным образованием, переотложением в процессе гранитизации, привнесом гранитоидной магмой. Последнее предположение основывается на пространственной ассоциации гранитоидов и НКБ кочминской толщи, в которых содержание  $\text{SiO}_2$  возрастает до 0.4 %.

Плутонические ультрамафиты в петрохимическом плане изучались различными геологами в самом общем виде (Слюсарев, Куликов, 1973; Земная кора. . ., 1983, и др.). Были сделаны выводы о высокомагнезиальном малотитанистом и низкощелочном составе пород. По В. Д. Слюсареву (Корреляционный анализ. . ., 1975), данные изотопного анализа и результаты корреляционного анализа свидетельствуют об искаженной метасоматозом толентовой направленности дифференциации ультрабазитов Коросозерской, Пулозерской и Токшинской структур. Нами, однако, при анализе соотношения коэффициента железистости и кремнезема намечаются две группы интрузий: Винельская и Восточно-Светлоозерская (табл. 15, рис. 49), а также Вожминская, Лебяжинская и Западно-Светлоозерская. «Средняя» железистость интрузий I группы близка по значению кумулятивной зоне коматиитового потока Золотых Порогов — тренд средних значений на диаграмме Осборна совпадает с составами дифференциатов коматиитового потока Золотых Порогов. Дифференциаты интрузий II группы образуют самостоятельный тренд, что подчеркивает контрастность обеих групп: одни из ультрабазитов высокомагнезиальны и маложелезисты, а вторые характеризуются более высоким отношением  $\text{FeO}/\text{MgO}$ . Отношение  $\text{M}/\text{F}$  для апооливинитовых серпентинитов интрузий I группы составляет 7.5, а для интрузий II группы получены следующие значения: аповерлиты — 4.5, гарцбургиты — 5, амфиболитизированные пироксениты — 3. Геохимия плутонических ультраосновных пород, по В. Д. Слюсареву (Слюсарев, Куликов, 1973), свидетельствует, что в них полностью отсутствуют литофильные элементы, и лишь в единичных случаях встречаются цинк и стронций. На основании корреляционного анализа выделяются две анто-

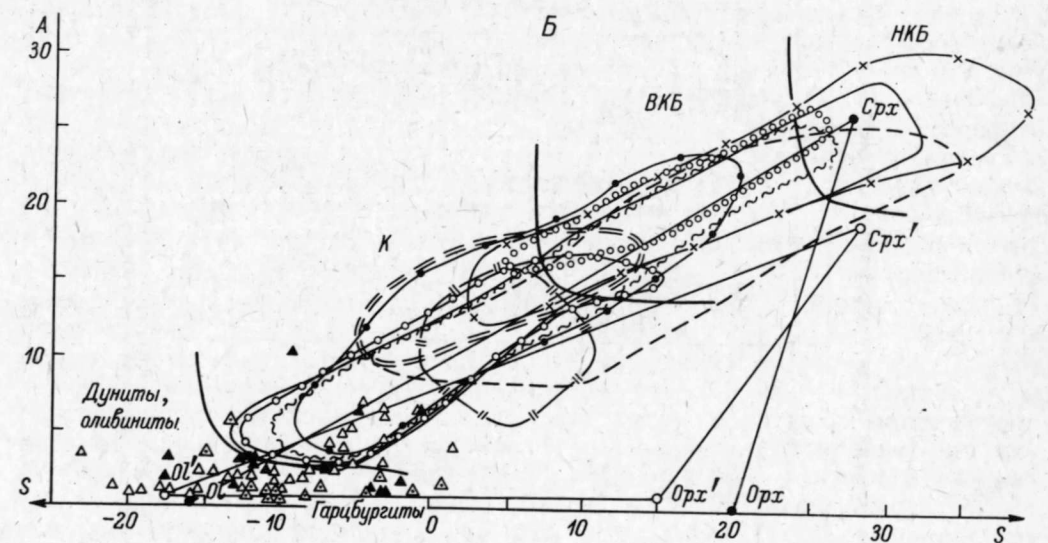
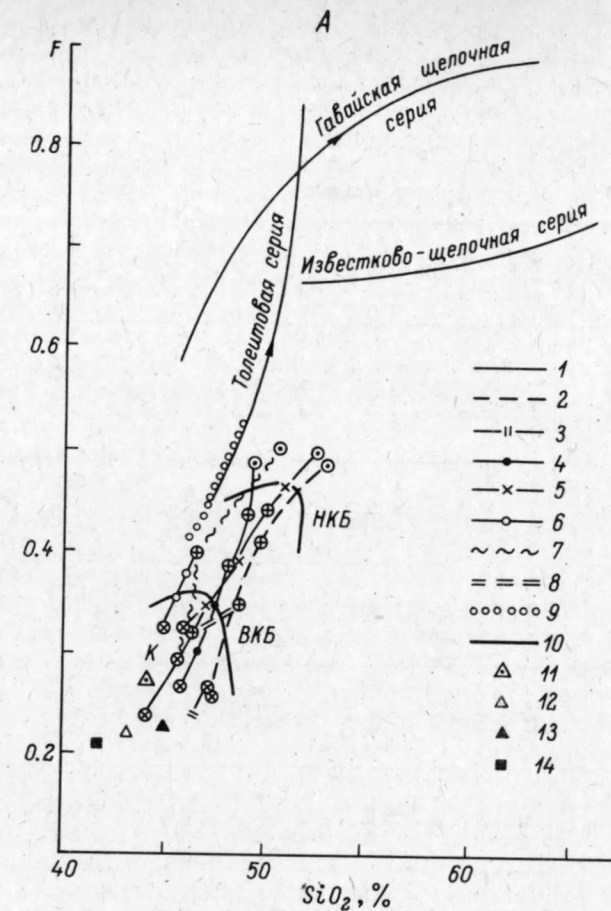


Рис. 49. Диаграммы  $\text{F}-\text{SiO}_2$  (А) и  $\text{A}-\text{S}$  (Б) для высокомагнезиальных магматитов Балтийского щита. Составлены с использованием данных В. Я. Горьковца, С. И. Зака, В. И. Кочнева-Первухова, В. С. Куликова, М. Саверикко, А. И. Световой, М. Б. Раевской, Х. Хенрикссена.

А. Коматиитовая серия. Поздний архей, зеленокаменные пояса: 1 — Сумозерско-Кенозерский, 2—3 — Ведлозерско-Сегозерский (2 — Койкары, 3 — Совдозеро), 4 — Гимольско-Костомукшский. Ранний протерозой: 5 — Ветреный Пояс, 6 — Карасйок, 7 — Саттасваара, 8 — Куммитсойва, 9 — толентовая серия Онежской мульты. Средние составы интрузий (А) и пород (Б) ультрамафитов Сумозерско-Кенозерского пояса: 11 — Вожминская, 12 — Лебяжинская, 13 — Светлоозерская, 14 — Винельская; 15 — ориентировочные границы между породами коматиитовой серии.

Таблица 15

Химический состав ультрамафитов Винельской и Восточно-Светлоозерской интрузии

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	8378-12	8378-13	8377-2	8377-90	8377-10	169/89	169/108	169/135	169/143	169/200	169/213
SiO <sub>2</sub>	43.54	45.56	38.38	36.40	38.18	53.56	33.00	33.60	28.9	30.15	56.78
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.42	0.17	0.17	0.13	0.21	0.12	0.08	0.13	0.08	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.77	7.87	2.36	2.62	2.62	3.41	1.02	1.02	0.97	0.73	0.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	2.23	4.99	7.14	6.79	1.53	5.19	7.58	15.35	10.50	0.59
FeO	6.46	8.04	4.24	3.44	2.87	8.14	2.87	2.87	7.42	5.15	4.31
MnO	0.158	0.165	0.154	0.179	0.130	0.118	0.148	0.107	0.129	0.205	0.206
MgO	27.13	32.41	36.51	36.48	36.18	23.36	35.78	35.98	31.28	34.72	22.98
CaO	4.76	6.86	1.51	0.28	0.14	3.78	4.06	2.38	1.43	2.55	11.77
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.13	0.04	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01	He обн.	»	0.01
K <sub>2</sub> O	0.36	0.34	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	»	»	0.01
H <sub>2</sub> O	0.26	0.18	0.08	0.51	0.41	0.18	0.36	0.40	»	»	0.24
П. п. п.	8.19	5.11	10.47	11.92	11.85	4.93	16.09	14.25	0.10	0.30	2.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.064	0.088	0.06	0.072	0.072	0.024	0.01	0.01	12.76	11.16	He обн.
CoO	0.015	0.012	0.015	0.018	0.018	0.014	0.015	0.020	0.08	0.08	0.007
NiO	0.252	0.159	0.334	0.371	0.371	0.208	0.272	0.456	0.029	0.373	0.027
CuO	0.002	0.022	0.001	0.002	0.017	0.044	0.009	0.036	0.075	0.018	0.001
ZnO	0.009	0.010	0.009	0.013	0.010	0.01	0.009	0.005	0.004	0.013	0.004
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.142	0.22	0.148	0.077	0.112	0.808	0.960	1.00	0.71	0.62	0.023
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.011	0.017	0.020	0.032	0.005	0.016	0.025	0.024	0.028	0.17	0.008
Li <sub>2</sub> O	0.0013	0.0020	0.0008	0.0007	0.0005	0.0025	0.0006	0.0004	0.0003	0.0003	0.0006
Rb <sub>2</sub> O	0.0021	0.0023	0.0003	0.0004	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0005	0.0003	0.0003
Cs <sub>2</sub> O	0.0005	0.0006	0.0003	0.0003	0.0002	0.0004	0.0004	0.0004	0.0009	0.0005	0.0005
Сумма SO <sub>2</sub>	99.76	99.84	99.57	99.74	99.92	100.41	99.92	99.80	99.71	99.64	99.78
He обн.		0.06	0.02	0.02	0.01	—	—	—	1.17	1.38	—

Примечание. Винельская интрузия: 1—2 — эндоэона западного контакта; 3 — 30 м от западного контакта; 4—5 — центральная часть интрузии. Восточно-Светлоозерская интрузия: 6 — апиоксенит, 7—10 — апоилвиниты, 11 — родингит по апоилвиниту.

гонистические группы элементов: Mg+Ni+Cr и Ti, а также отмечаются (Слюсарев и др., 1982) кларковые содержания Co и Ni в серпентинитах, резко снижающиеся в хлорит-карбонатных сланцах по серпентинитам и в лиственитах. За счет привноса увеличиваются в зонах проработки ультрамафитов содержания таких элементов, как As, Sb, Ba, а также редкоземельных — La, Sm, Eu, Y.

Корреляционный анализ, выполненный в отделе математических методов Карельского ФАН СССР, выявил обратную зависимость в распределении никеля и хрома в породах коматиитовой серии Сумозерско-Кенозерского и Южно-Выгозерского зеленокаменных поясов. Коэффициент корреляции между NiO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в НКБ — 0.708, ВКБ — 0.447, коматиитах — 0.243 и ультрамафитах — (—0.090). Близки закономерности и для оксидов магния и хрома (в этих же породах соответственно): 0.768, 0.416, 0.324, — 0.029. В то же время взаимоотношения окиси магния и никеля имеют другие особенности (НКБ — 0.639, ВКБ — 0.214, коматииты — 0.856, ультрамафиты — 0.265).

#### ОРУДЕНЕНИЕ В УЛЬТРАМАФИТАХ

До настоящего времени существуют разноречивые представления о генезисе рудопроявлений, связанных с ультрамафитами зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита, и об их пространственном расположении, а также рудоконтролирующих факторах. Анализ пространственного расположения пород коматиитовой серии в пределах Сумозерско-Кенозерского и Южно-Выгозерского зеленокаменных поясов позволил сделать вывод о максимальном развитии их в Каменноозерской и Токшинской структурах и, возможно, в Коросозерской и Волошовской; ВКБ развиты преимущественно в Оловоозерской структуре, а в Шилосской намечается пространственное разобщение членов серии: НКБ развиты в северной части (гора Хижгора), а ВКБ и коматииты — в южной (оз. Длинная Ламбина, рис. 47). Намечается зависимость степени дифференцированности пород коматиитовой серии (от НКБ до коматиитов) в отдельных структурах от мощности разреза: чем значительнее объем вулканогенного разреза, тем чаще встречаются мощные (100 м и более) потоки коматиитов, несущих рудопроявления никеля ликвационного типа (участки Золотые Пороги и Лещевский Каменноозерской структуры, Волошовский участок Токшинской структуры). В коматиитах Шилосской и Рыбозерской структур известны сингенетические рудопроявления хромита (ранее они рассматривались как плутоническая фация — Слюсарев и др., 1982). Специализация коматиитов на хромитоносные и никеленосные, вероятно, обусловлена степенью дифференцированности магмы и подтверждает сделанные выше выводы об обратной зависимости содержаний хрома и никеля в одном потоке. Рудопроявления данного типа также известны в Вожминской, Лебяжинской и Светлоозерских интрузиях. Однако размеры рудопроявлений небольшие, что, вероятно, обусловлено небольшими содержаниями серы в ультраосновной магме. Более значительными оказываются рудопроявления эпигенетических руд позднеархейского и раннепротерозойского возраста, возникшие в результате по крайней мере двухэтапного процесса: метаморфизма и матасоматоза. Важное значение приобретает структурный контроль, так как эпигенетические руды приурочены главным образом к разломам северо-восточного направления, а их разубоживание связано с зонами северо-западного простираия (рис. 42). Мобилизация серы из вмещающих колчеданосных углеродсодержащих сланцев происходила, вероятно, по зонам, чем и объясняется пространственное расположение эпигенетических руд. Работами ПГО «Севзапгеология» (А. В. Федюк, В. Н. Фурман и др.) выявлено два типа эпигенетических руд: миллерит-пиритовый и миллеритовый. Миллерит-пиритовый тип развит в рассланцованных и массивных полосчатых хлорит-тальк-карбонатных, тальк-



хлорит-карбонатных, кварц-карбонат-хлоритовых, а также существенно хлоритовых породах по коматиитам и представлен равномерно рассеянной вкрапленностью сульфидов (5—30 %) и магнетита (до 1, реже 3—5 %). Главные рудные минералы: пирит и миллерит; вторичные: магнетит, пирротин, халькопирит, виоларит, халькозин, сфалерит и др. Миллеритовый тип представлен сульфидами (0.5—3 %) и магнетитом (1—3 %) в массивных, реже полосчатых серпентинитах преимущественно антигоритового состава с редкой неравномерной вкрапленностью и прожилками карбонатного, хризотил-асбест-карбонатного и другого состава. Резко преобладает миллерит игольчатой формы, иногда наблюдаются скопления диаметром до 5 мм. Из других сульфидов в незначительном количестве присутствуют халькопирит и пирит. На Лещевском участке руды установлены на двух уровнях в коматиитах. Оруденение тяготеет к нижним, иногда средним частям потоков; реже развито по всей мощности и не выдержано по простиранию.

В плутонических ультрамафитах оруденения известны в Вожминском, Лебяжинском и Западно-Светлоозерском массивах, где наблюдается как сингенетическая и эпигенетическая вкрапленность сульфидов, так и эпигенетическое халькопирит-пентландит-пирротинное оруденение (Медно-никелевые... 1985, и др.). Процесс формирования рудных залежей отличается многостадийностью и завершается образованием руд хизлевудитового типа (Попов и др., 1979). В Вожминском массиве рудную формацию образует «рудная дайка», возможно раннепротерозойского возраста, минеральный состав которой представлен пирротинном (5—50 %), пентландитом (до 10 %), халькопиритом (до 10 %), хромшпинелидами (1—2 %). Вторичные минералы: виоларит, пирит, марказит, магнетит, ильменит, гематит, ковеллин. Минерализация вкрапленная, прожилково-вкрапленная, реже брекчиевидная или в виде отдельных жилок.

Своеобразное оруденение отмечается в ультрамафитах Рыбозерской структуры Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса. Детальное описание разреза ее отсутствует, но известно, что он состоит из трех толщ: нижней (осадочно-вулканогенной) — лавы, туффы и туфогенно-осадочные образования основного состава; средней (вулканогенной) — измененные базальты; верхней (туфогенно-осадочной) — туфогенно-осадочные породы с прослоями графитистых сланцев и маломощные прослои хемогенных кварцитов (Горошко, Кайряк, 1982). Ультрамафиты, присутствующие преимущественно в средней толще, авторы склонны рассматривать как коматииты. Здесь выделяется четыре группы оруденения: 1) сингенетическое хромитовое в апооливинитовых серпентинитах, 2) магнетитовое, 3) сульфидное никелевое (пентландит-пирит-пирротинное), 4) миллерит-пиритовое.

Таким образом, характер оруденения определяется исходным составом ультраосновной магмы, содержанием серы во вмещающих породах, наличием разломов северо-восточного простирания, а также, на наш взгляд, присутствием дифференцированных даек (верлит-пироксенит-габбро) раннепротерозойского возраста (?). Как показывает анализ рудопроявлений медно-никелевых руд в зеленокаменных поясах юго-восточной окраины Балтийского щита, указанные факторы являются определяющими.

## ВЕДЛОЗЕРСКО-СЕГОЗЕРСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС

Данный пояс расположен в Центральной Карелии, протягиваясь в субмеридиональном направлении от оз. Ведлозеро до оз. Сегозеро на расстояние более 300 км. Отдельные его составляющие — локальные структуры — образуют в плане две субмеридиональные полосы, сочленяющиеся южнее оз. Сегозеро. Высокомagneзиальные вулканы в настоящее время известны (рис. 3)

в Хаутаваарской, Койкарской, Палосельгинской и Совдозерской структурах (Вулканизм... 1981). Коматииты в их пределах изучались С. Б. Лобач-Жученко, И. Н. Крыловым, Н. А. Арестовой (ИГГД АН СССР), С. И. Рыбаковым, А. И. Световой, В. Я. Горьковцом, М. Б. Раевской (ИГ КФ АН СССР), О. А. Нестояновой, Е. Н. Савочкиной (ИЛС АН СССР).

На современном эрозионном срезе лопийские останцовые структуры, по геофизическим данным, имеют глубину 5—7 км (ниже они исчезают в поле гранитизации) и протяженность от десятков до сотни километров. Койкарская структура вытянута в длину на 25—30 км при ширине 3—4 км. Палосельгинская структура простирается в северо-западном направлении на 15—16 км при ширине 1.5—3.0 км.

Нормальные стратиграфические взаимоотношения с фундаментом неизвестны, так как в зонах контактов широко развита гранитизация. Наиболее древними породами, по данным С. Б. Лобач-Жученко и др. (Геология... 1978), являются олигоклазовые граниты Сунской глыбы, выделяемые в качестве фундамента лопид Койкарско-Семченского района. В Палосельгинской структуре в интенсивно мигматизированном фундаменте возраст субстрата мигматитов (гнейсо-диоритов) равен 3100 млн. лет, а время кристаллизации жильного гранитного материала — 2930 млн. лет (Крылов и др., 1984). Мигматизация затрагивает не только гнейсо-гранодиориты, но и прилегающие к ним базальты и коматииты. В Койкарской структуре возраст дацита из субвулканической дайки, прорывающей все лопийские образования, составляет  $2935 \pm 20$  млн. лет (U-Pb метод по циркону; Бибилова, Крылов, 1983).

Для данного зеленокаменного пояса стратотипическим является разрез, описанный в Хаутаваарской структуре (Серноколчеданные... 1978) и состоящий из пяти свит общей мощностью 4500—5500 м. Среди них выделяются (снизу вверх): виетуккалампинская, лоухиваарская, калаярвинская, кульонская и усмисанъярвинская.

Виетуккалампинская свита мощностью до 2500—2700 м составляет нижнюю часть разреза лопия, в ее состав входят лавы и различной размерности туфы андезитов, андезибазальтов, андезидацитов и дацитов, туффы, хемогенные кварциты, графитистые сланцы, туфопесчаники. Петрографический состав пород в значительной мере определяется метаморфизмом в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Лоухиваарская свита сложена преимущественно основными вулканитами с прослоями и линзами туфов, туффитов и ассоциирующими с ними осадками — кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами, кремнисто-актинолитовыми сланцами, линзами серноколчеданной руды. Высокомagneзиальные вулканы в составе свиты установлены в последнее время в районе ст. Хаутаваара (Рыбаков, Мельянцева, 1986). Стратиграфически они приурочены к нижней части разреза лоухиваарской свиты, где слагают лавовую пачку мощностью до 400—500 м. Общая мощность свиты изменяется от 600 до 1500 м.

Калаярвинская свита объединяет в своем составе терригенно-, хемогенно-осадочные и вулканические породы. К ней приурочены месторождения и рудопроявления серноколчеданных руд. В состав свиты входят туфопесчаники, углеродсодержащие сланцы, хемогенные кварциты, серноколчеданные руды, туфы и туффы среднего и кислого состава, кремнистые туффы. Мощность свиты 900—1200 м.

Кульонская свита сложена подушечными и массивными лавами метабазальтов с потоками бомбовых и агломератовых метатуфов. Мощность ее на участке Хаутаваарского месторождения составляет 500—600 м, а Няльмозерского — 1000—1200 м.

Усмисанъярвинская свита представлена пирокластическими образованиями среднего и кислого состава, туффитами, кремнистыми туффитами, углеродсодержащими сланцами.



В стратиграфическом разрезе Койкарской структуры аналогом лоухиваарской свиты является питкилампинская свита, сложенная коматитами, коматиитовыми базальтами и толеитами. Калаярвинской свите Хаутаваарской структуры здесь отвечает кивилампинская свита, в состав которой входят андезидациты, туффиты, туфопесчаники, углеродсодержащие сланцы, силициты, карбонатные породы, полимитовые конгломераты, серноколчеданные руды (Стратиграфия. . . , 1984). В Палосельгинской структуре развиты основные и ультраосновные вулканы общей мощностью 1400—1700 м, соответствующие стратотипической лоухиваарской свите (Вулканизм. . . , 1981).

Лопийские образования в Хаутаваарской, Койкарской и Палосельгинской структурах прорываются дайками и крупными телами субвулканических дацитов. Интрузивные ультрамафиты, представленные небольшими телами, приурочены к верхнеархейским супракrustальным толщам и их возраст определяется как лопийский (Лавров, 1983).

## КОЙКАРСКАЯ СТРУКТУРА

**Геология и петрография.** Лавы коматиитовых базальтов и коматиитов составляют нижнюю часть разреза питкилампинской свиты мощностью в 400—500 м. С лавами ассоциируют туфы и туффиты коматиитов, составляющие до 15 % мощности разреза. Стратиграфически выше коматииты сменяются монотонными базальтами, отвечающими по химическому составу низкомагнезиальным коматиитовым базальтам и оливиновым толеитам. Общая мощность толщи составляет около 1000 м.

Коматииты и коматиитовые базальты развиты в центральной части Койкарской структуры (рис. 50), где слагают реликтовую палеовулканическую постройку. В фациальном составе коматиитов присутствуют массивные, брекчиевидные и расслоенные лавовые потоки, широко развита пирокластическая фация, выявлены субвулканические образования.

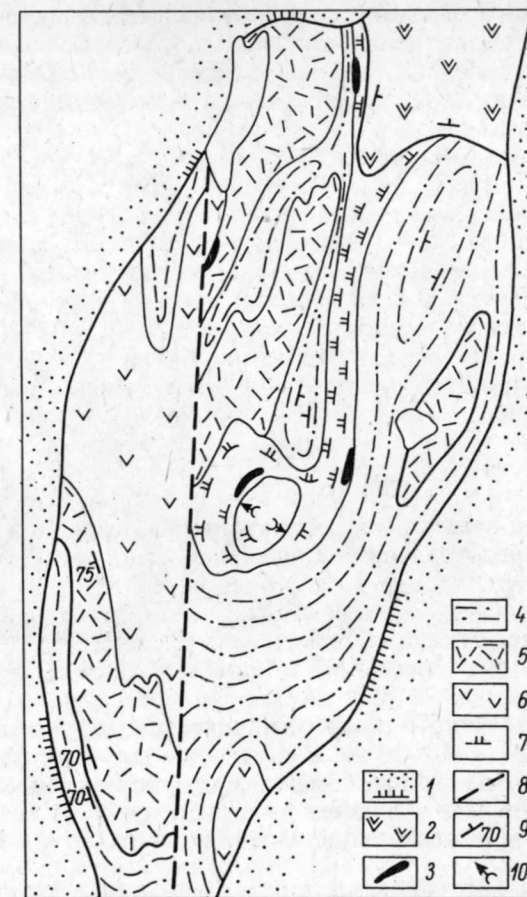
Лавы коматиитов представлены плотными, массивными или рассланцованными светло- и зеленовато-серыми породами, сложенными агрегатом актинолит-тремолита с подчиненным количеством хлорита, талька, магнетита. Для основной массы пород характерна фибробластовая или гранобластовая структура. Спинифекс-структуры сохранились в отдельных реликтовых участках в виде короткостолбчатых пакетов длиной до 0.5—1.5 см, случайно ориентированных игольчатых кристаллов или пучков кристаллов длиной до 3 см и сноповидных скоплений длиной до 20—30 см. Судя по псевдоморфозам и данным химических анализов, спинифекс-структуры образовывали кристаллы оливина и клинопироксена, в настоящее время замещенные хлоритом, тремолитом, актинолитом и тальком.

Коматииты слагают лавовые потоки мощностью от 6 до 16 м, которые в подошве и кровле обычно брекчированы, а центральная часть представлена массивной породой, иногда с полосчатой текстурой. Характерны полигональная трещиноватость и жилки тальк-хлоритового и карбонатно-талькового состава.

В южной части Койкарской структуры описан лавовый поток коматиитов мощностью 15—16 м. В основании он имеет мелкобрекчированную, рассланцованную зону, в настоящее время представляющую собой тальк-тремолитовый сланец, а в кровле — зону мощностью 4,5 м, сложенную подушечной брекчией. Наблюдаются отдельные подушки размером по длинной оси до 50—60 см, сцементированные брекчированной лавой. Средняя часть потока сложена массивными коматиитами, в которых прослеживаются зоны или линзы с реликтами спинифекс-структур оливинового типа в виде короткостолбчатых пакетов длиной до 15—20 мм; к ним приурочены крупные вторичные кристаллы магне-

Рис. 50. Геологическая схема Койкарской структуры.

1 — ятулий, кора выветривания; 2 — сумийские андезибазальтовые лавы. Лопийские образования: 3 — ультраосновные породы; 4 — вулканотерригенная пачка, силициты, туфопесчаники с редкими прослоями псаммитовых туфов дацитов, граувакки, конгломераты, доломиты, графитистые сланцы; 5 — вулканы андезидацитового состава: лавы агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы, туффиты, силициты; 6 — базальты, низкомагнезиальные коматиитовые базальты; 7 — коматииты, коматиитовые базальты и их туфы; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания; 10 — направление кровли подушечных лав.



тита. Высокомагнезиальные коматиитовые базальты слагают лавовые потоки мощностью от 0.5 до 15 м с зонами закалки в подошве и кровле.

На участке оз. Питкилампи в 1986 г. выявлен разрез коматиитов и высокомагнезиальных коматиитовых базальтов, в котором по текстурно-структурным особенностям описано пять лавовых потоков в такой последовательности (снизу вверх):

1. Коматиитовый поток мощностью более 4 м (рис. 51). Нижняя часть потока представлена лавобрекчией. Литокласты размером в среднем 0.2—0.7 м имеют остроугольные контуры, иногда сосредоточены гнездами, напоминая растрескавшиеся глыбы. Среди обломков встречаются единичные подушки размером до 0.6—0.7 м. Цемент представлен мелкодробленной породой. В лавобрекчиях коматиитов наблюдаются реликты структуры спинифекс оливино-

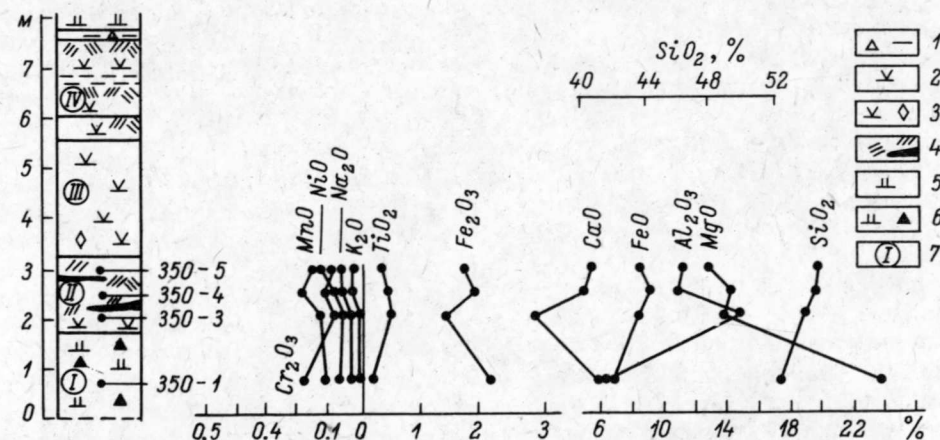


Рис. 51. Строение расслоенных потоков коматиитовых базальтов, Койкары.

1 — туфы коматиитовых базальтов, 2 — массивные НКБ, 3 — НКБ с наложенным карбонатом, 4 — полосчатые породы со структурой спинифекс, 5 — массивные ВКБ, 6 — брекчированные ВКБ, 7 — брекчированные ВКБ.



вого типа в виде дендритовых скелетных кристаллов, псевдоморфно замещенных хлорит-тремолитовым агрегатом, заключенных в основной массе мелкочешуйчатого агрегата хлорита. Здесь же встречена реликтовая порфировидная структура, сохранились контуры изометричных зерен псевдоморфно замещенного оливина. В кровле потока отмечаются повышенная трещиноватость и единичные миндалины.

II. Поток ВКБ мощностью 2 м. Основание его сложено массивными однородными среднезернистыми породами темно-зеленого цвета, представляющими собой кумулятивную зону мощностью 0.5—1 м. Внутри потока появляются линзовидные полосы структур спинифекс пироксенового типа. Кровельная часть сложена мелкозернистыми породами с редкими миндалинами и наложенным карбонатом.

III. Поток ВКБ мощностью 2.5—3 м. Преобладают массивные среднезернистые породы с полигональной трещиноватостью и структурой спинифекс пироксенового типа. Пучки скелетных кристаллов клинопироксена длиной 5—15 мм замещены актинолит-тремолитовым агрегатом. Для верхней части потока характерна наложенная карбонатизация.

IV. Поток ВКБ мощностью 40—50 см. В обнажении четко выделяются нижний и верхний контакты. В основании потока находится кумулятивная зона, представленная среднезернистой массивной породой. Выше появляется структура спинифекс пироксенового типа в виде ориентированных пачек кристаллов в основном нормальных к контактам (около 20 см). В кровле структура спинифекс беспорядочно ориентирована.

V. Поток ВКБ мощностью 80 см. В подошве — кумулятивная порода мощностью 25—30 см. Внутри потока находятся зоны столбчатых параллельных структур спинифекс пироксенового типа до 10—12 см мощности при протяженности 60—70 см. В кровле порода имеет разноориентированную лучистую структуру, здесь же отмечается карбонатизация. В 35 м восточнее описанного разреза вскрыта кровельная часть следующего потока ВКБ, в которой отмечается такая последовательность (снизу вверх):

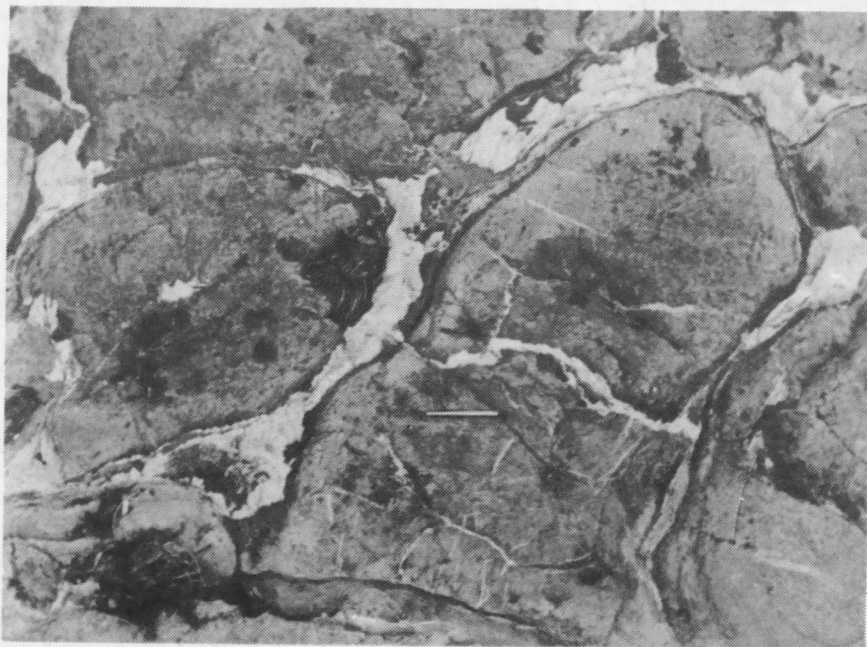


Рис. 52. Подушечная текстура в НКБ. Койкары.

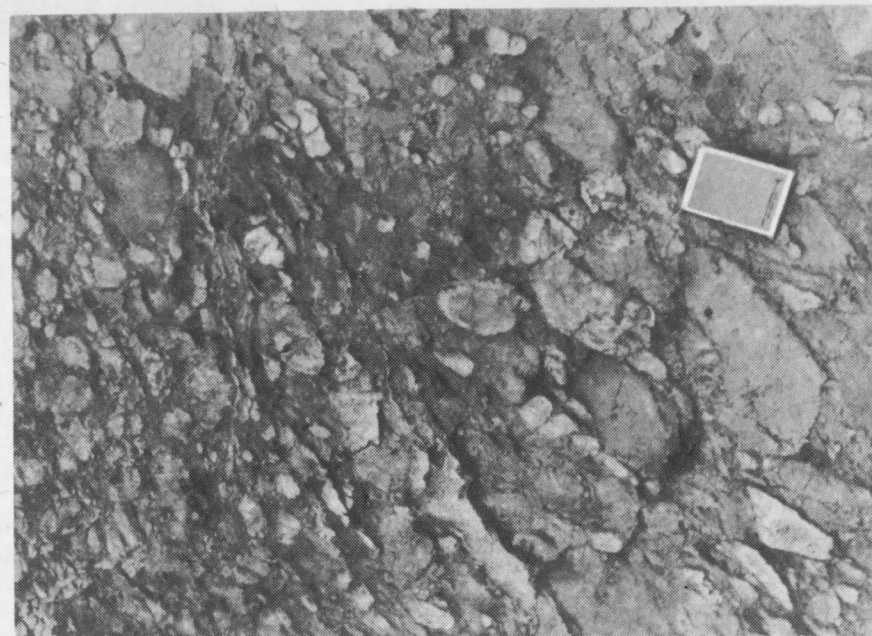


Рис. 53. Лапиллиевый туф коматита. Койкары.

1. ВКБ со структурой спинифекс, беспорядочно ориентированной. Видимая мощность 70 см.

2. Зона реликтовой структуры спинифекс в виде сноповидных пластинчатых кристаллов пироксена высотой до 30 см. Пироксен псевдоморфно замещен актинолитом, а основная масса породы сложена хлоритом, тремолитом, рассеянными кристаллами магнетита. Мощность зоны 50—60 см.

3. Кровля, сложенная темно-зеленой породой мощностью 30 см со структурой спинифекс в виде пакетов кристаллов размером 3—4 мм. Зонка закалки потока имеет мощность 5—10 мм.

Данный поток перекрывается агломератовыми туфами коматиитов. Последние слагают слои мощностью от 25 до 3—15 м и представлены агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми разностями (рис. 52). Макроскопически это светло- и зеленовато-серые породы с уверенно различимой обломочной текстурой. В обнажениях они отличаются от темно-зеленых базальтовых туфов светло-серым цветом и составом обломочного материала. Один из горизонтов агломератовых коматиитовых туфов имеет мощность до 15—20 м и прослеживается на расстояние 2.5 км. Туф сложен обломками мелкозернистых коматиитов с преобладающими размерами 5—10 см, реже более крупными. Цемент представлен мелкообломочным хлоритизированным материалом. Литокласты осветлены и хорошо выделяются в обнажении на фоне более темного цемента. Они имеют остроугольные или несколько сглаженные формы. Верхняя часть горизонта мощностью 2.5—3 м сложена слоистыми тонкими туфами с чередующимися слоями псаммитовых и алевропелитовых туфов коматиитов светло-серого цвета. Мощность слоёв изменяется от 1—2 до 20—30 см.

Тонкие пелитовые туфы коматиитов развиты более широко, они слоисты или массивны, по составу отвечают хлоритовым, хлорит-тремолитовым, тальк-хлоритовым сланцам.

Высокомагнезиальные коматиитовые базальты наиболее полно представлены в центральной части участка, слагая потоки массивных, подушечных, вариолитовых, брекчированных лав. Подушечные лавы (рис. 53) прослежи-

ваются по простиранию на 700—1000 м. Мощность лавовых потоков колеблется от 4 до 20 м. Размер подушек изменяется от 10—20 см до 2.5—2.7 м. Для подушек характерна зональность, представленная: тонкой внешней корочкой закаливания, сложенной афанитовым ВКБ (2—5 см), массивной, реже миндалекаменной зоной (3—5 см), затем вариолитовой зоной, занимающей центральную часть подушки. Для подушечных лав коматиитовых базальтов не характерны центральные миндалины. Промежутки между подушками выполнены хомогенными силицитами светло-серого цвета с редкими иголочками актинолита. Под микроскопом порода имеет разные структуры — толеитовую, метельчатую, реликтовую спинифекс, сноповидную, спутанноволокнистую. Из-за многочисленных мелких зерен эпидота или рассеянного пылевидного магнетита порода в шлифе имеет темно-коричневую окраску. Массивные лавы обычно представлены среднезернистыми породами с офитовыми и пойкилоофитовыми структурами в центральной части потоков и имеют лавобрекнии или мандельштейны в кровле.

Плагноклаз № 36—40 имеет тонкие двойниковые полосы: основная масса представлена агрегатом актинолита, хлорита, кальцита, эпидота и зернами магнетита.

Вариолитовые лавы ВКБ образуют самостоятельные потоки мощностью 5—20 м. Вариолы в потоках встречаются разные — от микровариолей сферической формы до шаровидных или каплевидных диаметром 3—12 см. По массе потока вариолы располагаются в виде пятен, участками — в виде полос или линз, вытягивающихся согласно с простиранием лавового потока (рис. 54). Часто наблюдаются слипшиеся вариолы. К крупным вариолям или участкам их скопления приурочены и скопления микровариолей. Цемент представлен мелкозернистым темно-зеленым коматиитовым базальтом. Основная масса породы имеет гранобластовую, гранонематобластовую, иногда с реликтами офитовой, флюидальную структуру; образована хлоритом, актинолитом, значительно меньше плагноклазом, эпидотом, кальцитом, тонкораспыленным магнетитом. Вариолы сложены альбитом, актинолитом, редко обыкновенной роговой обманкой, хлоритом; для них характерны метельчатые, лапчатые, радиальнолучистые структуры. По химическому составу вариолы представляют собой кислую породу с  $\text{SiO}_2=64.38\%$ , насыщенную щелочами (до 5.30 %), а матрица

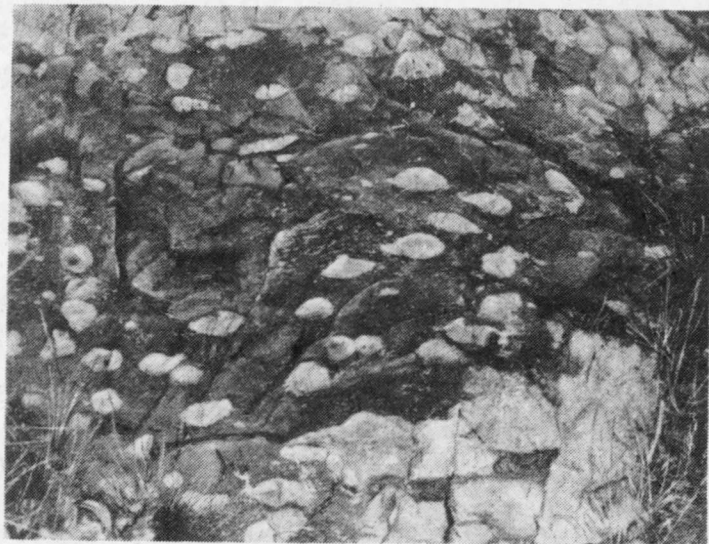


Рис. 54. Вариолитовая текстура коматиитовых базальтов.

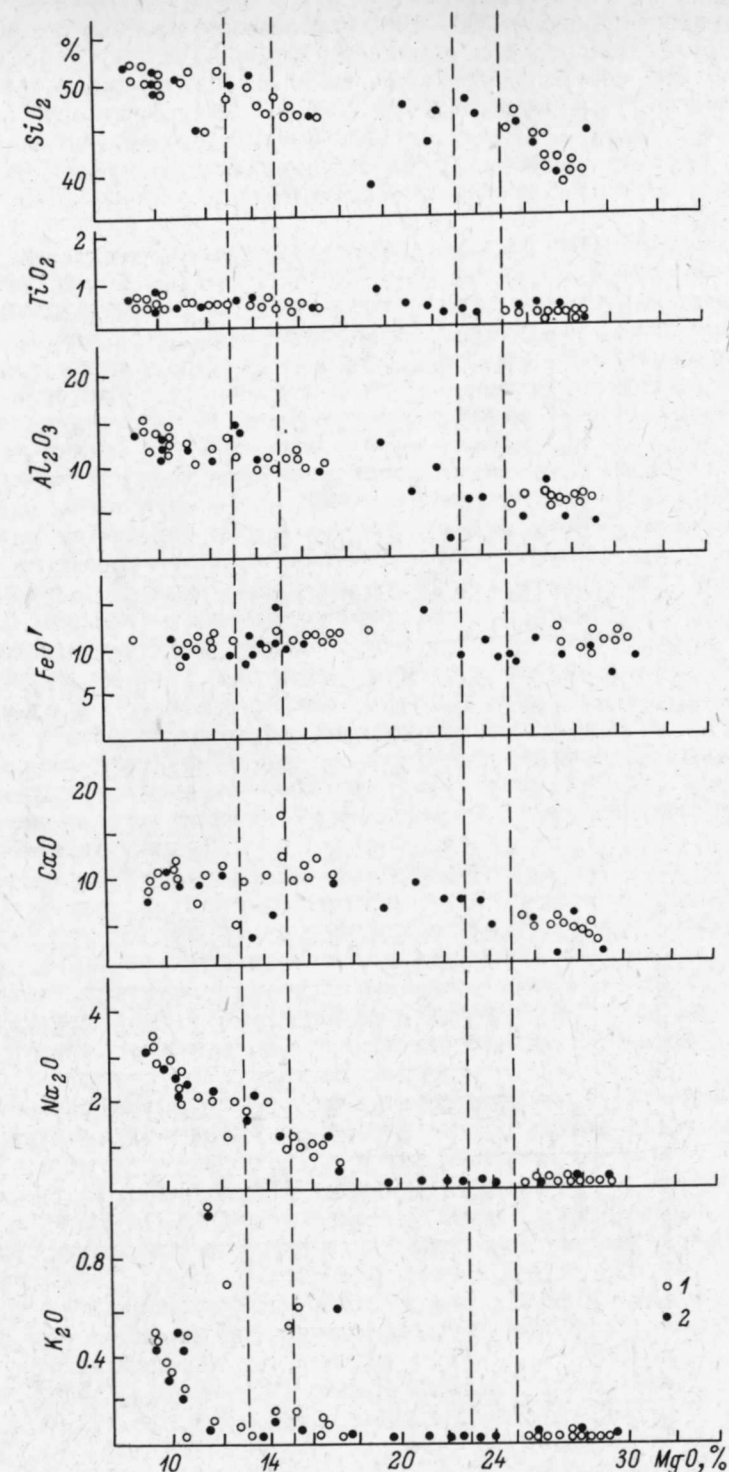


Рис. 55. Вариационная диаграмма коматиитов и коматиитовых базальтов Койкарской и Палосельгинской структур.

1 — Палай Ламба, 2 — Койкары.



Таблица 16

## Химический состав коматиитов и ВКБ Койкарской структуры

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	350-5	350-3	350-4	350-9	350-6	350-8a	94-1	350-1	1354-2	1354-4	1354-3	41-1	95-1
SiO <sub>2</sub>	50.52	49.52	50.44	38.56	47.74	42.78	46.81	47.80	46.58	45.08	45.22	39.84	44.22
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.55	0.53	0.65	0.48	0.36	0.16	0.29	0.24	0.26	0.34	0.30	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.24	13.79	10.40	12.16	7.04	9.22	2.82	6.12	5.25	4.78	7.35	4.01	3.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.60	1.30	1.86	2.33	1.74	1.40	2.61	2.12	4.95	3.53	3.16	3.51	4.81
FeO	8.19	8.91	9.12	12.21	7.62	8.91	6.29	6.82	6.39	5.68	6.61	3.68	4.31
MnO	0.182	0.160	0.200	0.230	0.200	0.160	0.119	0.106	0.238	0.130	0.168	0.117	0.138
MgO	12.90	14.41	15.37	20.61	22.02	23.34	23.62	24.49	25.40	26.67	27.82	28.76	29.96
CaO	5.88	2.66	5.54	5.54	8.55	6.52	6.32	6.31	3.36	3.79	0.56	5.05	1.12
Na <sub>2</sub> O	1.97	2.16	1.28	0.02	0.11	0.08	0.02	0.04	0.01	0.02	He обн.	0.01	0.02
K <sub>2</sub> O	0.13	0.04	0.07	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	He обн.	0.01	0.01	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	6.15	5.89	4.66	6.99	4.53	6.38	10.40	4.99	0.16	0.14	0.10	0.07	0.20
П. п. п.	0.06	0.07	0.07	0.13	0.05	0.05	—	0.04	6.94	9.41	8.18	14.41	11.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.007	0.008	0.008	0.012	0.009	0.011	—	0.009	—	—	—	—	—
NiO	0.015	0.013	0.018	0.021	0.062	0.130	—	0.139	—	—	—	—	—
CuO	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	—	0.001	—	—	—	—	—
ZnO	0.011	0.009	0.011	0.012	0.007	0.009	—	0.007	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.078	0.044	0.091	0.062	0.091	0.314	—	0.194	—	—	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.064	0.064	0.074	0.058	0.048	0.065	—	0.039	—	—	—	—	—
Сумма	99.62	99.77	99.88	99.74	99.65	99.94	99.33	99.73	99.58	99.50	99.57	99.77	99.68
S	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	—	0.02	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	25.55	25.07	19.62	18.71	14.67	25.61	14.25	21.20	21.88	18.38	21.62	13.37	15.80

Примечание. 1—5 — ВКБ (рис. 51); 6, 9—11 — коматииты со структурой спинфелса; 7—12, 13 — коматииты с полигональной трещиноватостью; 8 — лавобрекия.

отвечает составу высокомагнезиального коматиитового базальта ( $MgO = 16.1\%$ ).

Пирокластические фации коматиитовых базальтов представлены слоями, линзами тонких пепловых, реже грубых агломератовых туфов и спекшимися агглютинатами. В спекшихся туфах обломки имеют остроугольную, изъеденную кавернозную форму; иногда контуры их теряются, и порода выглядит вспененным базальтом. Наблюдается много миндалей, выполненных кварцем и кальцитом.

Агломератовые туфы коматиитовых базальтов ( $MgO 20-22\%$ ) содержат литокласты этих пород размером от 3—5 до 7—12 см и кристаллокласты плагиоклаза, заключенные в массу перетертой мелкозернистой породы. Тонкие пепловые туфы коматиитовых базальтов представлены хлорит-актинолитовыми сланцами; для них характерны тонкая слоистость, плйчатость, наличие прослоев и линз силицитов. Сложены породы актинолитом, спутанноволокнистым хлоритом; в небольшом количестве отмечаются альбит, редко — сдвойникованный плагиоклаз, гнезда кальцита, магнетит и сульфиды.

Субвулканическая фация высокомагнезиальных пород представлена дайками, силлами и некками габбродиабазов и коматиитовых базальтов.

В целом высокомагнезиальные вулканы Койкарского участка, слагая антиклинальную структуру, осложненную серией параллельных субширотных мелких синклинальных и антиклинальных складок, представляют собой реликт околосерловой зоны Койкарского палеовулкана. Он включает в себя два элемента — лаво-пирокластическое поле мафит-ультрамафитовых вулканиитов и находящееся в этом поле тело габбро-диабазов, которое интерпретируется как подводящий канал — вулканический некк. На нахождение вулканического центра именно в этой части структуры указывают максимальные мощности потоков, большое разнообразие генетических типов лав, наличие линз агглютинатов и сваренных агломератовых туфов, горизонты грубых агломератовых туфов. В современном эрозионном срезе площадь распространения прижерловых фаций составляет 2.8—3.0 км<sup>2</sup>.

Вулканическая деятельность, по документируемым в настоящее время образованиям, началась с излияния высокомагнезиальных коматиитовых базальтов; затем последовали извержения коматиитовых лав, сопровождающиеся эксплозиями, и завершились вновь лавами высокомагнезиальных коматиитовых базальтов. В связи с проведенными палеовулканологическими реконструкциями (Вулканизм..., 1981; Светова, 1985) вулканическая постройка может быть отнесена к группе полигенных лавовых вулканов, характеризующихся образованием обширных лавовых полей.

**Петрохимия.** Высокомагнезиальные вулканы в целом отличаются пониженным содержанием титана, глинозема, щелочей, рубидия, стронция и повышенным содержанием магнезии, хрома и никеля (рис. 55).

Коматииты являются наиболее основными породами участка (количество  $SiO_2$  меняется от 38 до 48 %) с низкой щелочностью (сумма 0.02—0.03), пониженными содержаниями титана и алюминия, повышенными — окиси хрома — 0.12—0.24 % (табл. 16). Отношение  $CaO/Al_2O_3$  изменяется от 0.35 до 2.24; при этом максимальные колебания как раз и отмечаются в данной группе пород, что, вероятно, связано с процессами метаморфизма. Отношение  $Al_2O_3/TiO_2$  в коматиитах составляет от 13 до 22.

Содержание  $MgO$  в пределах дифференцированных потоков у оз. Питкилампи колеблется от 12 до 23 %, кремнезема — от 42 до 50 %, титана — от 0.54 до 0.65 %, алюминия — от 7 до 12—13 %, окиси хрома — от 0.04 до 0.3 % (табл. 16).

Туфы коматиитов по содержанию основных окислов сходны с лавами, отличаются повышенной магнезиальностью и пониженными содержаниями алюминия и щелочей (табл. 17).

Таблица 17

Химический состав туфов коматиитов и коматиитовых базальтов Койкарской структуры

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
	15-2	15-1	14-7	14-9	C-360-1	20-1	20-2
SiO <sub>2</sub>	44.64	51.06	44.98	47.50	47.94	50.22	49.68
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.26	0.27	0.25	0.38	0.28	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.18	4.99	8.66	7.45	6.04	4.55	4.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.38	0.76	1.62	0.78	2.12	1.39	1.13
FeO	9.20	7.69	9.33	8.12	6.47	7.66	7.89
MnO	0.330	0.252	0.274	0.222	0.208	0.226	0.188
MgO	21.37	21.11	20.87	24.60	23.08	21.92	22.74
CaO	7.43	9.95	7.78	4.42	8.55	9.45	8.00
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.11	0.01	0.01	0.02	0.09	0.06
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	Не обн.	0.01	0.03	0.02
H <sub>2</sub> O	0.25	0.08	0.33	0.16	0.38	0.42	0.32
П. п. п.	5.38	3.38	5.57	6.09	4.35	3.58	4.74
Сумма	99.75	99.65	99.68	99.59	99.54	99.82	99.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	20.3	19.2	32.1	29.8	15.9	16.3	25.7

Примечание. 1 — агломератовый туф (тремолитовый сланец), 2 — лапиллиевый туф (актинолитовый сланец), 3—5 — псаммитовые туфы, 6 — из литокласта в агломератовом туфе, 7 — из основной массы агломератового туфа.

Таблица 18

Химический состав НКБ Койкарской структуры

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
	1255-2	1252-2	1257-1	1356-2	4-2	8-1	9-2	3-2
SiO <sub>2</sub>	52.32	52.84	43.94	47.62	51.20	50.32	50.00	53.40
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.24	0.84	0.63	0.62	0.76	0.78	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.65	12.81	13.34	10.0	12.05	13.36	12.05	11.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.98	1.54	3.65	1.98	1.12	3.52	2.62	1.54
FeO	7.76	10.13	11.62	8.80	7.54	7.90	8.98	7.62
MnO	0.160	0.14	0.23	0.21	0.17	0.16	0.23	0.18
MgO	9.81	13.32	13.95	13.93	12.55	9.42	12.90	11.69
CaO	6.44	0.56	5.46	8.67	7.08	4.70	4.34	6.73
Na <sub>2</sub> O	3.44	0.07	1.75	2.52	3.34	3.55	2.08	3.50
K <sub>2</sub> O	0.05	0.01	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05
H <sub>2</sub> O	0.25	0.37	0.30	0.16	0.11	0.13	0.38	0.14
П. п. п.	5.29	7.50	4.65	4.92	4.14	5.68	5.22	3.00
Сумма	99.85	99.61	99.94	99.55	99.96	99.54	99.64	99.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.5	53.37	15.9	15.9	19.4	17.6	15.5	17.8

Примечание. 1—2, 8 — вариолиты, 3, 7 — подушечная лава, 4, 6 — среднезернистая массивная лава, 5 — подушечная вариолитовая лава.

Низкомагнезиальные коматиитовые базальты характеризуются содержанием магнезии до 14 %, кремнезема — от 47 до 52 %, глинозема — 10—13 %, Na<sub>2</sub>O — 1.5—3.5 %. Отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> изменяется от 0.35 до 0.9, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> — 15.8—19.4 (табл. 18).

В породах коматиитовой серии медь, цинк, кобальт, скандий, ванадий находятся в кларковых количествах, выше кларковых отмечаются количества хрома, никеля. В лавовой фации средние содержания окислов меди, кобальта, цинка составляют 0.01 %, никеля — 0.03 %; в пирокластической фации содержание никеля в 2—2.5 раза выше кларка и локально повышается количество меди (до 0.03 %).

## ПАЛОСЕЛЬГИНСКАЯ СТРУКТУРА

**Геология и петрография.** Палосельгинская структура протяженностью в 15—16 км при ширине 1.5—3.0 км ограничена с востока и запада мигматит-гранитами, гнейсо-гранитами и микроклиновыми гранитами, а с севера и юга частично перекрыта ятулийскими образованиями (Геология и петрология... 1978).

В строении зеленокаменной толщи участвуют низко- и высокомагнезиальные коматиитовые базальты, коматииты, их туфы и толентовые базальты (рис. 56) общей мощностью 1500—1700 м. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, и только непосредственно у контакта с гнейсо-гранитами метаморфизм достигает амфиболитовой фации (Рыбаков, Светова, 1982).

Нижняя часть разреза (450—500 м) представлена потоками массивных и подушечных лав НКБ мощностью 15—20 м. В верхах пачки появляются единичные потоки ВКБ.

Средняя часть разреза (400—450 м) состоит из мощных потоков коматиитов и коматиитовых базальтов. Она начинается с переходной зоны мощностью

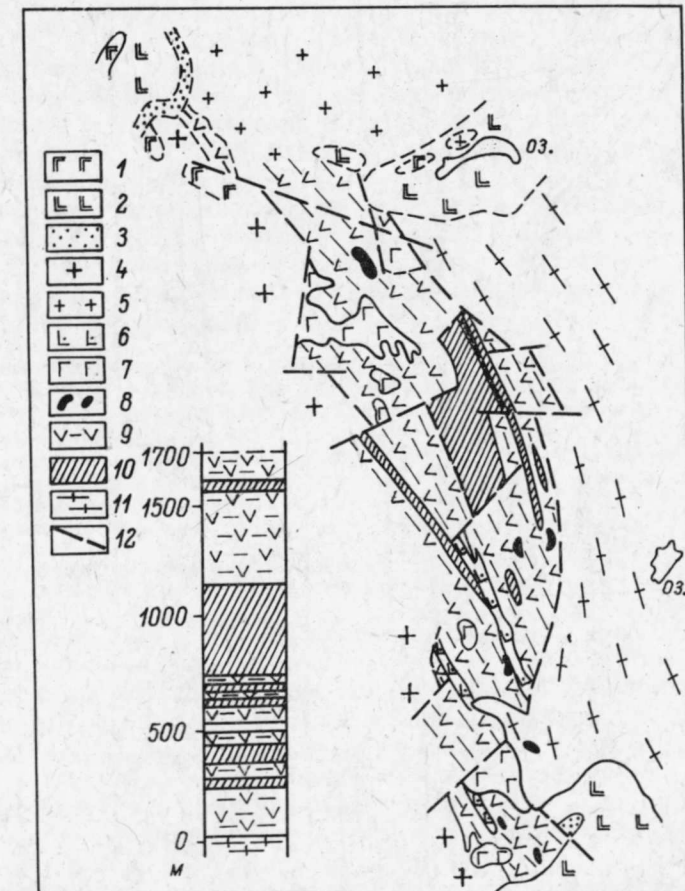


Рис. 56. Схема геологического строения Палосельгинского участка. Составили С. И. Рыбаков, А. И. Светова.

Ятулий: 1 — габбро, 2 — базальты, 3 — кварцито-песчаники, гравелиты. Лопий: 4 — граниты Карташинского массива, 5 — плагиомикроклиновые граниты; 6 — дайки андезитов, андезидацитов; 7 — габбродиабазы; 8 — серпентиниты; 9 — толенты подушечные, массивные; 10 — коматиитовые базальты, коматииты, их туфы; 11 — плагиограниты, гранито-гнейсы, 12 — тектонические нарушения.



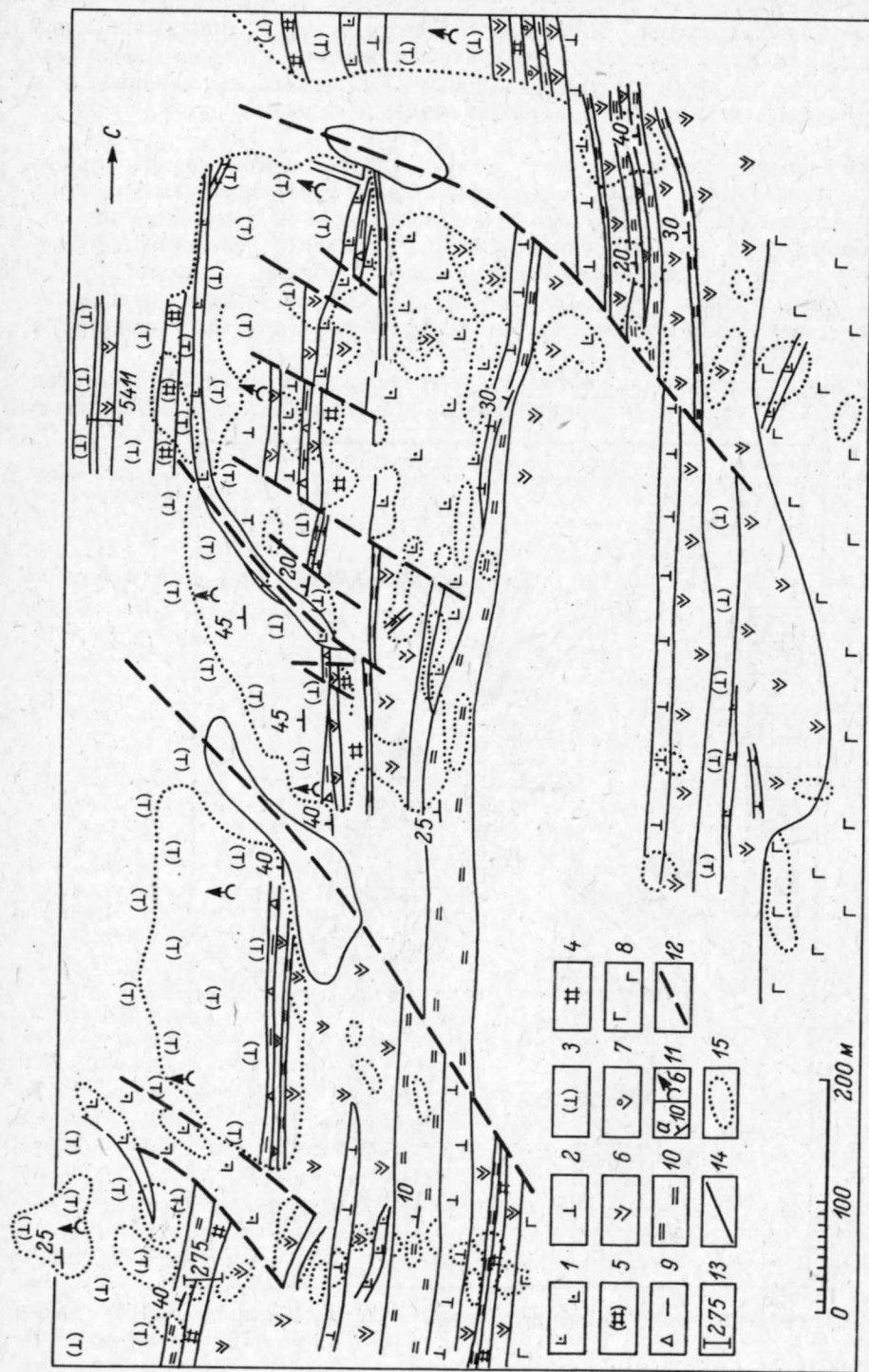


Рис. 57. Геологическая схема детального участка. Севернее д. Палай Сельга.

1 — дайки андезитов и андезидацитов, 2 — массивные ВКБ, 3 — подушечные ВКБ, 4 — массивные коматииты, 5 — подушечные коматииты, 6 — массивные НКБ, 7 — подушечные НКБ, 8 — габбро-диабазы, 9 — лапиллиевые туфы НКБ, 10 — туфы и туфиты НКБ, 11 — слоистость залегания потоков (а) и направления кровли потоков (б), 12 — разрывные нарушения, 13 — положение потока 275, 14 — границы потоков, 15 — контуры обнажений.

50—70 м, в которой наблюдается частое чередование маломощных (2—10 м) потоков подушечных и массивных коматиитовых базальтов, коматиитов и слоев туфов (туфитов) ультраосновного состава мощностью 0.5—5 м. По латерали слои прослеживаются на 1.5—2 км. Туфы суммарно не превышают 4—6 % объема разреза. Породы коматиитовой серии имеют локальное распространение в центральной части участка и ограничены с севера и юга серией ступенчатых разломов субширотного и северо-восточного простирания.

В верхней части разреза мощностью 550—700 м развиты подушечные и массивные лавы базальтов, отвечающие по составу кварцевым толеитам; среди них встречаются единичные потоки НКБ. Здесь широко развиты подушечные лавы, часто с зонами вариолитов.

Из интрузивных образований наиболее широко представлены силлы и дайки габбро-диабазов и тела гипербазитов. Характерно большое количество даек андезитов, андезидацитов, которые в виде «конского хвоста» густо пронизывают всю структуру (рис. 57). Самыми молодыми из интрузий являются дайки и небольшие тела микроклиновых гранитов.

В средней части толщи присутствуют как однородные, так и дифференцированные потоки коматиитов. Массивные лавы потоков мощностью от 0.7 до 8—12 м имеют полигональную отдельность, иногда текстуру лавобрекчий или подушечных брекчий. Породы состоят из тонкозернистого серпентина, хлорита, карбоната, актинолит-тремолита, талька, магнетита. Структура пород микро-нематобластовая, фибробластовая, иногда реликтовая бластопорфировая с гранобластовой основной массой. В кровельной части потоков находится афанитовая зона закалки мощностью 3—7 см, в которой часто наблюдаются порфиобласты или лучистые агрегаты хлорита. В одном из потоков, сложенном массивным серпентинизированным коматиитом, выделяется в центральной части зона (мощностью 0.8 м) афанитовой породы — зеленовато-серой, очень вязкой, представленной мономинеральным серпентином.

В юго-западной части описан дифференцированный поток 275 измененных коматиитов (рис. 58) следующего сложения (снизу вверх):

1. Однородные мелко-среднезернистые, темно-зеленые, массивные коматииты. . . . . 0.3 м.
2. Зона тонкополосчатого сложения. Переслаивание афанитовых пород и пород, содержащих псевдоморфозы серпентина по изометричным кристаллам оливина размером 3—7 мм. . . . . 3—4.5 м.
3. Коматиит с отчетливо выраженными псевдоморфозами по кристаллам оливина изометрической формы (до 10 мм), располагающимися в виде пятен, линз, полос. Реже отмечаются дендритовидные, радиальнолучистые, удлиненные формы оливина до 10—20 см в длину. Основная ткань породы представлена слабо просвечивающей массой серпентина, талька, магнетита. . . . . 4.5—6 м.
4. Плотные мелкозернистые коматииты с жилками тремолит-тальк-магнетита, по простиранию отдельные участки в этом слое имеют спинифекс-структуру оливниного типа с длиной кристаллов до 30—70 мм. . . . . 6.0—7.5 м.
5. Мелкобрекчированные лавы кровельной части потока. . . . . 7.5—11 м.

В центральной части участка (рис. 57) поток 5411 мощностью 15 м содержит зоны спинифекс пироксенового типа. Подошва потока не наблюдалась, в 3 м выше от видимого основания находится зона (1 м) крупных радиальнолучистых спинифекс-структур с длиной кристаллов до 3—5 см, а в основной массе породы видны зерна плагиоклаза. Далее по разрезу следует зона (6.4 м) со структурой беспорядочно ориентированных спинифекс размером 5—7 см, при этом в основной массе породы плагиоклаз встречается в виде единичных зерен.

Вышележащая зона (4.5 м) имеет лучистую структуру спинифекс пироксенового типа, в основной массе породы присутствует плагиоклаз. Участками порода имеет офитовую структуру. Поток не обнажен на полную мощность, но представляет интерес тем, что спинифекс-структуры находятся совместно с идиоморфным плагиоклазом.

Кроме расслоенных потоков со спинифекс-структурами отмечаются потоки коматиитов с подушечной текстурой. Подушки длиной 0.6—1.5 м обычно видны

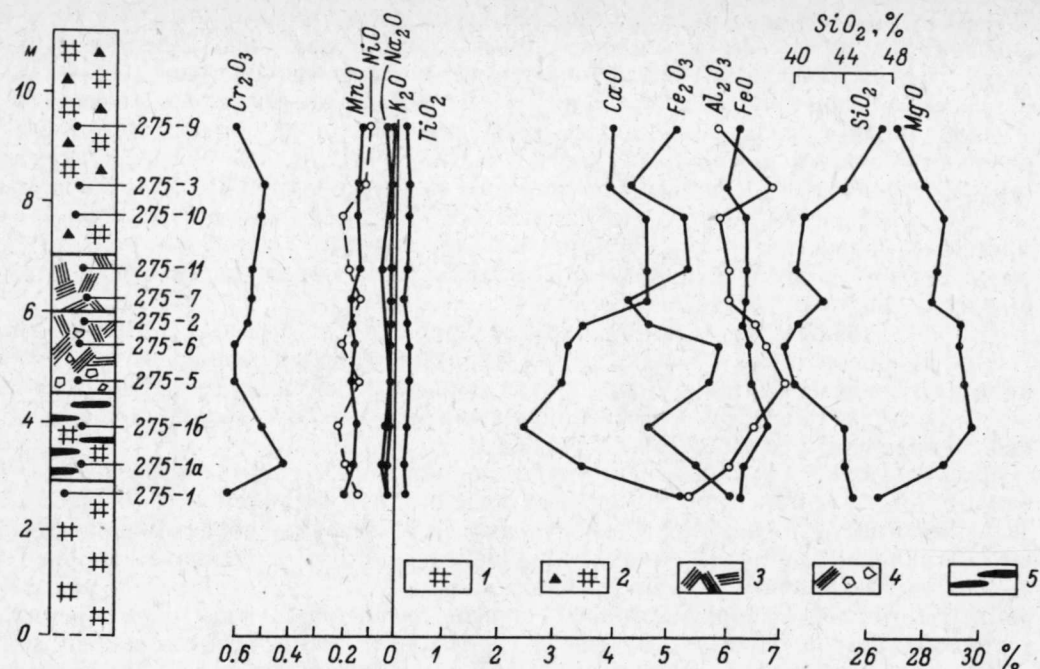


Рис. 58. Строение потока 275.

1 — массивные коматииты, 2 — брекчированные коматииты, 3 — спинифекс-структуры в коматиитах, 4 — изометричные кристаллы оливина и спинифекс-структуры, 5 — полосчатая текстура в коматиитах.

на горизонтальной поверхности обнажения, их зоны закалки представлены более светлой каймой, так как здесь вместе с тремолитом и хлоритом развивается тальк. Нет миндалин в центральной части, столь характерных для подушек базальтов. Межподушечное пространство выполнено дробленным коматиитовым материалом или вторичными минералами — хлоритом, карбонатом. В подушках лучше раскристаллизована центральная часть; в краевой зоне, более тонкозернистой, часто наблюдаются пустотки выщелачивания.

С коматиитами в тесной ассоциации находятся коматиитовые базальты, а также горизонты и линзы туфов (Светова, 1982). Для коматиитовых туфов наряду с литокластическими разностями (лапиллиевыми, агломератовыми) очень характерны тонкие пелитовые туфы, обычно тонкослоистые, со следами размыва слойков, что позволяет предполагать наличие перемытых туфов и туф-фитов. Размеры слойков изменяются от миллиметров до сантиметров, мощность горизонтов туфов — от 0.5 до 10—12 м (чаще 3—5 м). Слоистость отмечается по изменению гранулометрии, чередуются тонкие алевропелитовые туфы и мелкозернистые псаммитовые. Наблюдаются отдельные слойки конкрецевидных туфов мощностью 4—6 см, состоящие из стяжений овальной формы размером 3—5 мм, плотно прилегающих друг к другу; иногда видна раскристаллизация стяжений, начинающаяся с краевых зон. Местами в тонком туфе встречаются единичные подушки или крупные литокласты коматиитов. В минеральном составе туфогенных образований преобладают хлорит и тремолит.

Для средней толщи, как отмечалось выше, характерно постоянное присутствие в разрезах кроме коматиитов лав НКБ и ВКБ. Описана такая последовательность (с востока на запад), характеризующая особенности строения разреза:

1. Поток темно-серых НКБ с вкрапленниками плагиоклаза размером 2—4 мм, в основании развита зона закалки (0.6 м), сложенная ярко-зеленой актинолитизированной породой . . . 3—4 м.

2. Тонкие туфы коматиитов. Слоистость обусловлена тонкими слойками пелитового материала (2—3 мм) и мелкозернистыми (3—8 мм) псаммитами с иголочками разноориентированного актинолита. Породы мелкоплойчатая, отмечаются следы размыва слойков . . . 6 м.
3. Гиалокластит. Породы состоят из фрагментов афанитовых коматиитов размером 0.5—0.7 м и отдельных подушек с растрескавшимися краевыми зонами, а также из кучно расположенных литокласт, представляющих собой ранее единые глыбы. Цемент тонкообломочный, хлоритизированный . . . 0.7—1.0 м.
4. Лавовый поток коматиита, представленный светло-серой мелкозернистой трещиноватой породой с пустотами выщелачивания (по карбонатам), гнездами тремолит-актинолита, жилками тальк-хлорита. На горизонтальной поверхности видна подушечная текстура (размер подушек 0.5—0.7 м), диагностируемая по осветленным зонам, где развивается тальк-тремолит . . . 6 м.
5. Поток НКБ, налегающий с непосредственным контактом на коматииты и представленный черной мелкозернистой породой с хорошо видимыми на поверхности обнажения вкрапленниками плагиоклаза длиной 2—4 мм. Зона закалки мощностью 0.3—0.5 м преобразована в темно-зеленый актинолитит . . . 1.5 м.
6. Лапиллиевые туфы. Слой начинается с очень мелких плотноупакованных литокласт, далее увеличивается количество цемента. Размер обломков до 3—4 см, единичных — до 3—10 см; они округлой формы, реже угловатые, представлены коматиитом, иногда тонкослоистым темноватым туфом. Цемент представлен мелкозернистым дробленным материалом (песчанистый облик), в котором видны обломочки до 2—3 мм. Состав цемента аналогичен обломкам. Иногда в цементе встречаются гнезда актинолита и карбоната . . . 4.5—6 м.

Лавы низкомagneзиальных коматиитовых базальтов образуют потоки с подушечной и массивной текстурами мощностью от 1.5 до 70 м. Подушки имеют размеры по длинной оси до 3 м, а по ширине до 1.5—1.8 м, иногда наблюдаются нераспавшиеся блоки лавы. Среди мощных потоков подушечных лав выделяются отдельные маломощные потоки (или языки потоков), прослеживаемые на 300—500 м. В этом случае на эпидотизированную кровлю предыдущего потока ложатся мелкие подушки; первый ряд их имеет плоское основание и шарообразную кровлю, а следующие подушки ложатся с характерными «хвостами» провисания. В потоках отмечается наползание подушек, свидетельствующее о движении лавы к югу, юго-востоку. Породы имеют актинолит-тремолитовый состав с хлоритом и магнетитом со спутанно-волокнистой фибро-бластовой микроструктурой.

Верхняя часть разреза Палосельгинской структуры представлена кварцевыми толентами, образующими стратифицированную пачку потоков подушеч-

Таблица 19

Химический состав дифференцированного потока коматиитов Палосельгинской структуры

Окислы	275-1	275-1a	275-16	275-2	275-3	275-5	275-6	275-7	275-9	275-10	275-11
SiO <sub>2</sub>	44.16	41.24	40.02	40.82	43.94	39.62	39.16	43.64	46.78	41.54	41.18
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.22	0.27	0.25	0.23	0.29	0.30	0.23	0.21	0.23	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.08	5.89	6.65	6.40	6.68	6.91	6.50	5.63	5.64	5.63	5.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.87	5.35	4.51	4.36	4.00	5.67	5.75	4.07	4.83	5.11	5.27
FeO	6.03	6.32	6.89	6.25	5.74	6.75	7.04	6.03	5.89	6.17	6.03
MnO	0.164	0.128	0.120	0.128	0.128	0.125	0.136	0.144	0.109	0.124	0.121
MgO	26.37	28.62	29.66	29.14	27.65	29.26	29.05	27.94	26.65	28.29	28.07
CaO	5.04	3.36	2.24	3.36	3.64	2.80	3.08	4.62	3.64	4.34	4.20
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.01	0.03	0.08	0.02	0.02	0.08	0.11	0.04	0.01
K <sub>2</sub> O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.12	0.21	0.10	0.19	0.24	0.15	0.18	0.20	0.18	0.14	0.26
П. п. п.	4.97	7.87	8.73	7.95	6.85	7.95	8.06	6.35	5.38	7.38	8.44
CoO	0.010	0.014	0.015	0.011	0.011	0.010	0.018	0.012	0.012	0.016	0.014
NiO	0.100	0.159	0.177	0.150	0.112	0.120	0.165	0.144	0.132	0.200	0.167
CuO	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.004	0.004	0.001	<0.001
ZnO	0.011	0.008	0.008	0.010	0.008	0.010	0.013	0.010	0.011	0.007	0.008
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.596	0.420	0.492	0.540	0.476	0.572	0.568	0.536	0.596	0.504	0.476
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.038	0.037	0.032	0.030	0.030	0.032	0.030	0.032	0.038	0.032	0.050
Сумма	99.84	99.85	99.92	99.89	99.83	100.29	100.07	99.78	100.21	99.75	100.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	19.53	26.77	24.63	25.60	29.04	23.83	21.67	24.48	26.86	24.48	23.52



Таблица 20

## Химический состав ВКБ Палосельгинской структуры

Окислы	5403-2	5405-3	5404-5	5410-3	5434-3в	5413-1	5410-2	5412-2
SiO <sub>2</sub>	48.30	49.88	51.69	46.21	46.18	47.56	47.08	47.04
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.46	0.49	0.405	0.46	0.40	0.51	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.46	9.94	12.81	10.25	10.69	10.23	9.90	9.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.0	1.94	1.09	2.29	0.99	0.62	2.61	1.15
FeO	8.98	8.50	9.10	9.46	10.18	9.70	8.62	9.94
MnO	0.218	0.214	0.15	0.242	0.200	0.223	0.312	0.248
MgO	16.26	14.80	13.42	16.59	16.70	15.37	15.85	16.66
CaO	8.20	9.25	4.35	10.53	8.68	11.90	11.36	10.36
Na <sub>2</sub> O	0.83	1.73	1.92	0.84	0.76	0.86	0.94	0.92
K <sub>2</sub> O	0.59	0.14	0.08	0.10	0.07	0.45	0.12	0.08
H <sub>2</sub> O	0.09	0.14	0.07	0.11	0.14	0.07	0.08	0.10
П. п. п.	3.80	2.61	4.44	2.60	4.55	2.21	2.29	3.37
Сумма	100.17	99.60	99.62	99.63	99.60	99.60	99.67	100.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	23.77	21.61	26.14	25.31	23.24	25.58	19.41	24.33

Таблица 21

## Химический состав потока 5411 коматитовых базальтов Палосельгинской структуры

Окислы	5411-6	5411-7а	5411-9	5411-10	5411-11	5411-1
SiO <sub>2</sub>	51.70	51.22	50.16	51.16	48.28	46.10
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.43	0.49	0.43	0.44	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.53	9.70	12.00	12.30	10.98	9.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.86	1.79	2.10	2.08	1.50	1.84
FeO	9.12	9.91	8.91	8.84	10.78	10.20
MnO	0.214	0.196	0.172	0.180	0.254	0.200
MgO	10.53	12.35	11.04	10.94	13.96	18.09
CaO	9.39	9.95	10.17	9.11	8.97	8.96
Na <sub>2</sub> O	2.68	1.97	2.40	2.60	1.65	0.50
K <sub>2</sub> O	0.35	0.13	0.21	0.02	0.01	0.05
H <sub>2</sub> O	0.09	0.03	0.03	0.06	0.02	0.17
П. п. п.	1.65	1.78	1.79	1.86	2.68	4.35
CoO	0.009	0.011	0.009	0.009	0.010	—
NiO	0.018	0.020	0.016	0.018	0.027	—
CuO	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	—
ZnO	0.010	0.009	0.009	0.009	0.009	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.044	0.084	0.036	0.04	0.108	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.039	0.054	0.047	0.049	0.046	—
Сумма	99.62	99.63	99.60	99.71	99.73	100.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	29.56	22.56	24.49	28.60	24.95	22.41

Таблица 22

## Химический состав НКБ нижней части разреза Палосельгинской структуры

Окислы	5403-3	5403-5	5404-1	5404-3	5404-7	5408-1
SiO <sub>2</sub>	51.94	49.98	50.62	50.38	49.78	50.60
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.53	0.48	0.50	0.51	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.26	13.28	12.52	14.61	12.66	14.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.70	1.56	1.73	2.58	1.63	2.18
FeO	8.26	9.20	9.05	8.55	9.41	7.83
MnO	0.024	0.186	0.114	0.192	0.194	0.202
MgO	9.94	10.58	10.98	7.39	11.03	9.86
CaO	8.55	9.39	9.11	9.74	9.18	8.83
Na <sub>2</sub> O	3.10	2.67	1.89	3.36	2.18	3.19
K <sub>2</sub> O	0.46	0.33	0.46	0.50	0.52	0.46
H <sub>2</sub> O	0.13	0.10	0.15	0.06	0.12	0.09
П. п. п.	2.02	1.89	2.50	2.34	2.41	1.74
Сумма	99.94	99.70	99.60	100.24	99.62	99.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	24.92	25.05	26.08	29.22	24.82	24.63

Таблица 23

## Химический состав туфов ВКБ Палосельгинской структуры

Окислы	1	2	3	4
	5401-1	5401-3	5401-4	5403-7
SiO <sub>2</sub>	49.86	50.80	47.94	47.26
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.31	0.35	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.60	5.32	7.92	8.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.36	2.88	2.40	2.56
FeO	7.75	8.18	8.62	8.47
MnO	0.296	0.324	0.296	0.264
MgO	19.33	19.51	19.33	19.74
CaO	9.80	10.08	9.80	8.40
Na <sub>2</sub> O	0.55	0.35	0.55	0.37
K <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.06	0.04
H <sub>2</sub> O	0.09	0.11	0.08	0.12
П. п. п.	2.25	2.25	2.99	4.44
Сумма	100.28	100.14	100.33	100.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.3	17.2	22.6	23.4

Примечание. 1 — псаммитовый туф, 2 — из пелитового слоя, 3 — мелкозернистый туф «конкреционный» типа, 4 — мелкозернистый туф.

ных и массивных лав, в которых встречаются единичные потоки базальтовых коматитов. Мощность потоков 12—50 м. Субвулканическая фация представлена редкими дайками базальтовых коматитов мощностью до 3—4 м.

**Петрохимия.** Коматиты Палосельгинской структуры отвечают определяющим химическим параметрам этого класса пород, отличаясь низким отношением CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, равным 0.3—0.8. Для них характерны низкая общая щелочность, низкие содержания титана, алюминия и кальция; количество кремнезема меняется в пределах 39—44 %. При рассмотрении химической дифференциации расслоенного потока 275 (рис. 58, табл. 19) обращает внимание высокая окисленность железа, здесь наблюдаются почти равные соотношения окисного и закисного железа. Содержание магния по разрезу изменяется слабо (26—29 %), более резкие колебания характерны для алюминия и кальция. В расслоенном потоке отмечены более высокие содержания никеля (0.2 %) и хрома (до 0.6 %) в зоне с оливиновыми спинифекс-структурами. Для потоков ВКБ содержание магнезии определяется в пределах 14—23 %, кремнекислоты — до 48 % (всегда отсутствует нормативный кварц); отмечается низкое содержание щелочей (табл. 20). Отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> равно 0.8—0.9, лишь в отдельных анализах достигая единицы; при этом количество извести в коматитах сохраняется на одном уровне с ассоциирующими базальтами, а глинозема значительно понижается.

Потоки массивных и подушечных лав ВКБ имеют сходный химический состав. Опробование отдельной подушки (зона закалки и центральная часть) показало близкие содержания породообразующих окислов: несколько пониженные содержания калия и алюминия наблюдаются в зоне закалки.

Переслаивающиеся с ВКБ низкомагнезиальные коматитовые базальты содержат повышенные количества кремнезема, Al, щелочей, имеют близкие значения Ti и извести. В нормативном минеральном составе присутствуют оливин и гиперстен, отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O изменяется от 0.1 до 0.2 (табл. 21, 22).

По данным С. Б. Лобач-Жученко и др. (Геология. . . , 1978), для коматитов Палосельгинской структуры содержание Rb и Sr соответственно составляет 1 и 5.8 г/т, высокомагнезиальные коматитовые базальты по среднему из 12 анализов содержат Rb 12 и Sr — 36 г/т. Туфы коматитов по содержанию основных петрогенных окислов сходны с лавами, отличаясь пониженным содержанием глинозема и щелочей и повышенной магнезиальностью (табл. 23).

**Геология и петрография.** Верхнеархейские образования данной структуры прослеживаются на западном и восточном берегах озер Совдозеро—Хейзьярви—Роугъярви. Стратиграфически ранее они относились к гимольской серии и подразделялись на две толщи — нижнюю, в составе которой преобладают метаморфизованные основные вулканиты, и верхнюю, сложенную хлорит-кварцевыми, филлитовидными углеродсодержащими сланцами, железистыми кварцитами (Чернов и др., 1970). По вещественному составу и стратиграфическому положению отложения нижней толщи сопоставимы с образованиями лоухиваарской свиты Хаутаваарской структуры и контоксской серии. Последняя широко развита в районе Костомукшского железорудного месторождения (Геология..., 1983). К гимольской серии в Совдозерской структуре нами отнесены сланцево-железорудные отложения верхней толщи. Ее стратиграфическим аналогом в Хаутаваарской структуре, возможно, является калаярвинская свита.

Коматииты в рассматриваемой структуре встречаются на юго-восточном берегу оз. Совдозеро. Они приурочены к верхней части разреза нижней толщи, по В. М. Чернову, и представлены интенсивно перекристаллизованными в процессе метаморфизма породами хлорит-серпентинового состава, реже — тонкослоистыми хлоритовыми и тальк-хлоритовыми сланцами. В них сохраняются и довольно отчетливо выражены реликты текстур, позволяющих выделить

определенные фациальные разновидности вулканитов: лавы, туфы и субвулканические образования. Довольно хорошая обнаженность на юго-восточном берегу оз. Совдозеро позволяет выделять отдельные потоки и фиксировать особенности их строения (рис. 59).

Приподошвенные части потоков сложены автобрекчиями. Иногда в 20 см от подошвы потока среди автобрекчий встречаются линзовидные полосы с отчетливыми реликтами структуры микроспинифекс. Присутствие автобрекчий в приподошвенных частях потоков свидетельствует, что в процессе движения лавы происходило дробление затвердевшего лавового материала. Мощность автобрекчий в приподошвенных частях потоков обычно составляет 0.2—1 м.

По направлению к кровле потоков автобрекчий постепенно сменяются массивными коматиитами, слагающими центральные части потоков и достигающими мощности первых десятков метров. В верхних частях потоков прослеживаются зоны

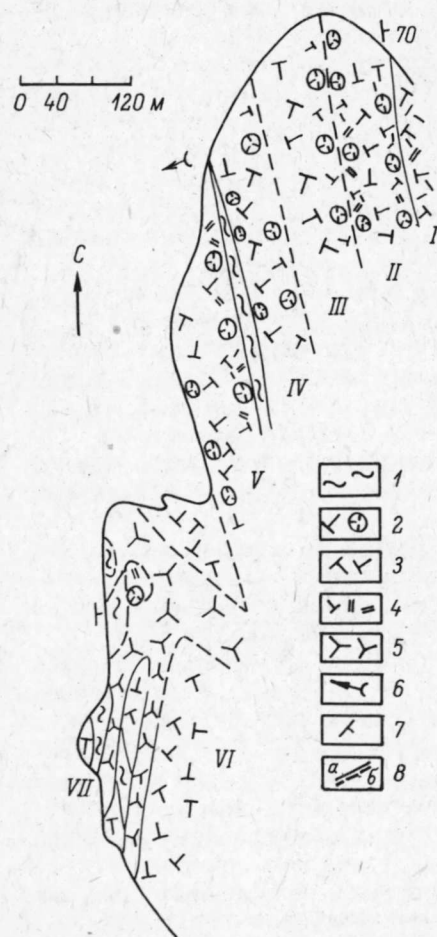


Рис. 59. Потоковое строение пачки коматиитов. Юго-восточный берег оз. Совдозеро.

1 — тальк-хлоритовые сланцы (метатифы), 2 — автобрекчии коматиитов, 3 — массивные коматииты, 4 — зоны с реликтами структуры спинифекс, 5 — амфиболитизированное габбро, 6 — направление кровли потоков, 7 — сланцеватость, 8 — контакты установленные (a) и предполагаемые (b). I—VII — потоки.

с реликтами структуры спинифекс. Мощность этих зон составляет 3—3.5 м. В кровле потоков залегают автобрекчии, но размер фрагментов в них значительно крупнее (до 2.5 м), чем в автобрекчиях приподошвенных частей потоков. Потоки коматиитов чередуются с горизонтами тонкослоистых пепловых и лапиллиевых метатифов мощностью до 3 м.

В целом для лав характерны массивные разновидности и автобрекчии. Преобладают первые, иногда слабоассланцованные, макроскопически имеющие облик однородных мелкозернистых пород зеленовато-серого цвета с характерной белесой выветрелой поверхностью.

Породообразующими минералами в них являются серпентин, хлорит, актинолит (тремолит), постоянно присутствует (до 5 %) тонкая вкрапленность магнетита. Структура фибробластовая, лепидофибробластовая с реликтами гипокристаллической. Последняя обусловлена присутствием псевдоморфоз по кристаллам оливина и пироксена, количество которых не превышает 40 %.

Специфическая структура в автобрекчиях обусловлена присутствием округлых и овальных обособлений 0.2—0.4 м в поперечнике, ограниченных каймой («зоной закалки») шириной до 2 мм. Для обособлений характерны многочисленные трещины, направленные радиально к центру; при этом зона закалки прослеживается непрерывно, образуя «затеки» по этим трещинам. Промежутки между более крупными обособлениями заполнены округлыми и неправильной формы фрагментами размером до 10 см в поперечнике. В ряде случаев в автобрекчиях прослеживаются полосы длиной до 40 см и мощностью до 15 см, в которых наблюдаются реликты структуры микроспинифекс.

Туфы коматиитов в современном виде представлены тонкослоистыми хлоритовыми и тальк-хлоритовыми сланцами, образующими прослои мощностью до 3 м. Слоистость обусловлена чередованием слоев с различным чередованием хлорита мощностью 1—4 мм. Реже встречаются прослои до 20 см мощностью, в которых присутствуют многочисленные обломки тонкозернистых коматиитов длиной до 2 см. Судя по минеральному составу и текстурным особенностям, рассматриваемые сланцы являются метаморфическими аналогами пепловых и лапиллиевых туфов коматиитов.

Субвулканическая фация коматиитов представлена редкими телами, имеющими секущие контакты с вмещающими их коматиитами и содержащими ксенолиты последних (рис. 60). Породообразующими минералами в характери-

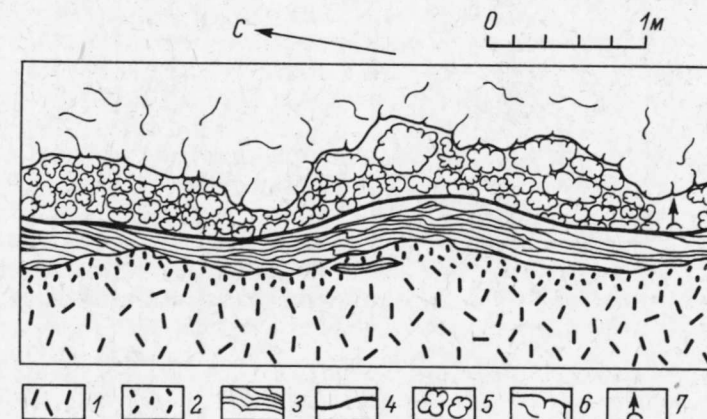


Рис. 60. Характер соотношения различных фациальных разновидностей коматиитов. Район оз. Совдозеро.

1 — субвулканическое тело с ксенолитами тонкослоистых метатифов, 2 — тонкозернистая зона закалки, 3 — тонкослоистые туфы (тальк-хлоритовые сланцы), 4 — обожженные тальк-хлоритовые сланцы, 5 — автобрекчии, 6 — массивные лавы коматиитов, 7 — направление кровли.



Таблица 24

## Химический состав коматитов Совдозерской структуры

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	765-2	768	761-1	572-1	572-5	572-3	572-4	771	766-3
SiO <sub>2</sub>	45.24	44.44	43.34	42.70	42.42	41.22	41.58	46.74	44.08
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.33	0.38	0.29	0.34	0.34	0.35	0.23	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.14	4.51	6.32	6.50	7.75	8.66	7.61	3.00	4.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.76	4.76	2.94	4.78	2.97	2.88	2.65	1.95	3.61
FeO	8.13	7.42	7.69	6.23	6.42	6.23	7.06	6.35	6.47
MnO	0.171	0.169	0.132	0.306	0.228	0.250	0.248	0.166	0.143
MgO	24.50	24.80	25.45	25.91	26.11	26.61	27.01	27.50	28.00
CaO	6.02	6.86	5.26	6.03	5.89	5.61	5.05	6.02	5.32
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
K <sub>2</sub> O	<0.01	0.01	He обн.	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.32	0.28	0.14	0.16	0.35	0.26	0.31	0.28	0.22
П. п. п.	6.96	5.87	7.69	6.67	7.01	7.47	7.69	7.28	7.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.06	0.06
CaO	0.012	0.011	0.012	—	—	—	—	0.012	0.011
NiO	0.155	0.153	0.129	—	—	—	—	0.200	0.150
CuO	0.003	0.015	0.001	—	—	—	—	0.004	0.003
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.312	0.320	0.326	—	—	—	—	0.312	0.347
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.028	0.024	0.046	—	—	—	—	0.024	0.020
S	0.05	0.02	0.014	0.01	0.01	0.01	—	0.11	0.02
Сумма	100.10	100.06	99.93	99.66	99.58	99.61	99.62	100.15	100.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	24.56	13.67	16.63	22.41	22.79	25.47	21.74	13.04	14.23

Таблица 24 (продолжение)

Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	763-17	766-4	765	763-15	572	768-1	766-2	571	767
SiO <sub>2</sub>	44.16	46.46	40.76	39.90	42.96	42.88	42.56	45.18	43.16
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.23	0.27	0.26	0.29	0.33	0.28	0.28	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.34	3.53	4.30	4.04	5.85	4.77	5.60	4.55	4.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	2.01	2.14	2.34	2.88	2.69	2.98	2.18	2.55
FeO	7.83	5.75	6.25	8.05	6.68	6.94	6.23	5.60	6.70
MnO	0.084	0.145	0.112	0.129	0.268	0.147	0.136	0.224	0.142
MgO	28.07	28.15	28.27	28.58	28.63	28.70	29.10	29.43	29.60
CaO	2.45	6.23	4.0	2.03	4.35	4.34	4.20	4.77	3.92
Na <sub>2</sub> O	He обн.	0.02	He обн.	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
K <sub>2</sub> O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
H <sub>2</sub> O	0.09	0.18	0.15	0.18	0.10	0.30	0.26	0.20	0.28
П. п. п.	11.23	6.88	13.28	13.87	7.44	8.57	8.09	7.07	8.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.04	0.06
CaO	0.013	0.013	0.013	0.012	—	0.012	0.011	—	0.011
NiO	0.148	0.162	0.192	0.164	—	0.194	0.147	—	0.160
CuO	0.001	0.002	0.005	0.002	—	0.003	0.002	—	0.002
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.272	0.336	0.310	0.608	—	0.312	0.360	—	0.312
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.026	0.016	0.024	0.045	—	0.024	0.024	—	0.024
S	He обн.	0.03	0.12	0.14	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01
Сумма	100.22	100.2	100.13	100.42	99.7	100.31	100.08	99.54	100.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	19.78	15.35	15.93	15.54	20.17	14.45	20.00	16.25	19.91

зуемых породах являются тремолит, хлорит, серпентин. Реликты порфировой структуры обусловлены присутствием псевдоморфоз по вкрапленникам оливина и пироксена, размеры которых достигают до 4 мм в длину и 1.5 мм в поперечнике.

Коматииты в районе оз. Совдозеро имеют ограниченное поле развития, они встречены только на юго-восточном берегу озера, где прослеживаются в виде полосы длиной 2—2.5 км. Общая мощность лав коматиитов здесь составляет 290 м. Мощность связанных с ними туфов не превышает 10 м. Вероятно, здесь

Таблица 25

## Химический состав туфов коматиитов района оз. Совдозеро

Окислы	763-8	765-4	763-9	765-3	766-5	766-6
SiO <sub>2</sub>	48.14	47.58	48.10	43.56	40.88	38.06
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.25	0.27	0.35	0.33	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.01	4.57	5.08	6.86	5.55	6.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.81	1.80	0.72	1.66	6.76	3.09
FeO	7.90	7.65	6.90	8.86	6.70	6.94
MnO	0.150	0.153	0.153	0.151	0.140	0.149
MgO	23.08	23.80	24.39	25.60	27.35	30.00
CaO	8.83	8.40	7.85	5.04	3.71	3.22
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02
K <sub>2</sub> O	He обн.	0.01	He обн.	0.01	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.20	0.16	0.28	0.10	0.42	0.22
П. п. п.	5.34	4.86	5.61	7.20	7.78	11.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06
CoO	0.010	0.008	0.009	0.012	0.012	0.011
NiO	0.144	0.094	0.136	0.145	0.137	0.150
CuO	0.001	0.003	0.001	0.004	0.01	0.001
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.254	0.576	0.486	0.288	0.336	0.320
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.033	0.024	0.034	0.028	0.024	0.024
Сумма	100.21	100.01	100.09	99.95	100.24	100.26
S	0.02	0.02	0.01	0.08	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	22.77	18.28	18.81	19.60	16.82	20.00

располагались вулканические центры, поставлявшие преимущественно лавовый материал.

**Петрохимия.** О химизме коматиитов района оз. Совдозеро можно судить по результатам 24 полных силикатных анализов (табл. 24). Для лавовой фации коматиитов присущи колебания содержаний MgO в пределах 24.5—29.6 % при изменении содержания SiO<sub>2</sub> от 39.9 до 46.74 % и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — от 3.00 до 7.75 %. При общей низкой щелочности обращают внимание отсутствие K<sub>2</sub>O или крайне низкие его содержания (0.01 % и менее). Общая тенденция сопряженности никеля и магния выражена не отчетливо, а для кобальта и магния она отсутствует. Содержание CoO при этом колеблется незначительно (0.011—0.013 %). Отмечается сравнительная обогащенность Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, количество которого может достигать 0.608 %.

Метатуфы коматиитов близки по химическому составу с металавами (табл. 25). По сравнению с последними в них иногда может возрастать количество SiO<sub>2</sub> и CaO. Так же как и в лавовой фации, в метатуфах отмечается незначительное обогащение Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> составляет от 15 до 25, CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — от 0.6 до 2.0.

При сопоставлении химизма коматиитов Совдозерской, Койкарской и Палосельгинской структур обнаруживается, что, несмотря на общую малую щелочность этих пород, для коматиитов района оз. Совдозеро характерны еще более низкие содержания щелочей. По сравнению с лавами коматиитов Койкарской и Палосельгинской структур для аналогичных образований Совдозерской структуры характерна низкая степень окисленности железа, что, однако, может быть обусловлено более высокой степенью метаморфизма последних (амфиболитовая фация). Для рассматриваемых коматиитов характерны также пониженные содержания никеля и хрома.

## ГИМОЛЬСКО-КОСТОМУКШСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС

**Геология и петрография.** В пределах Гимольско-Костомукшского зеленокаменного пояса коматииты и высокомагнезиальные вулканы известны в районе Костомукшского железорудного месторождения. Они приурочены к отложениям контоксской и вышележащей гимольской серий (Геология..., 1981).

В контоксскую серию объединены преимущественно вулканы. Она подразделяется (снизу вверх) на ниемиярвинскую, шурловаарскую и рувинваарскую свиты. Среди образований ниемиярвинской и рувинваарской свит резко преобладают полевошпат-роговообманковые и эпидот-полевошпат-роговообманковые сланцы, являющиеся метаморфическими эквивалентами шаровых лав кварцевых и оливковых толеитов, а в шурловаарской свите преимущественно развиты метавулканы риодацитового и дацитового состава, с которыми ассоциируют железисто-кремнистые породы.

Коматииты и коматиитовые базальты широко распространены к западу и юго-западу от Костомукшинского месторождения и прослеживаются среди полей метабазальтов рувинваарской и ниемиярвинской свит в виде полос северо-западного простираения (рис. 61). Ранее эти ультраосновные породы считались интрузивными, хотя для части из них предполагалось вулканическое происхождение (Чернов и др., 1970; Геология..., 1981). Результаты дальнейшего изучения показали их эффузивную природу.

Гимольская серия сложена преимущественно первично-осадочными породами, метаморфические эквиваленты которых представлены магнетитовыми кварцитами, слюдястыми и углеродсодержащими сланцами. Метаморфизованные ультраосновные породы, встречающиеся на Костомукшском месторождении среди железорудных толщ, рассматривались В. М. Черновым (Чернов и др., 1970) как эффузивы и относились им к гимольской серии. Позднее были установлены секущие контакты ультрамафитов по отношению к отложениям гимольской серии. На этом основании они были исключены из ее состава и отнесены к интрузивным образованиям (Геология..., 1981; Горьковец, Раевская, 1983).

Коматииты, встречающиеся среди отложений контоксской серии в районе Костомукшского железорудного месторождения, в процессе метаморфических преобразований претерпели интенсивную перекристаллизацию. Однако несмотря на это, в них сохраняются реликты структур и текстур эффузивных пород, что позволяет выделить среди характеризуемых образований ряд фациальных разновидностей: лавы массивной, шаровой и брекчиевой текстуры, туфы и субвулканические породы.

Лавы коматиитов внешне представляют собой тонкозернистые массивные или слабосланцеватые породы зеленовато-серого цвета с характерной белесой выветрелой поверхностью. Для них характерны реликты структуры спинифекс, наблюдаемые в виде разноориентированных пакетов. Границы отдельных пластин в пакетах подчеркиваются цепочкой зерен магнетита. Длина пластин составляет 15—70 см. В современном виде внутренние части их выполнены агрегатом хлорита и тремолита.

Породообразующими минералами коматиитов являются серпентин, актинолит или тремолит, хлорит, иногда тальк и карбонат. В редких случаях сохраняются реликты зерен оливина. Из рудных минералов постоянно присутствует тонкая вкрапленность магнетита (1—2 %). Структура лепидонематобластовая, нематобластовая, фибролепидонематобластовая, часто с реликтами гипокристаллической, иногда с реликтами структуры микроспинифекс. Реликты гипокристаллической структуры обусловлены присутствием псевдоморфоз (20—80 %), сохраняющих кристаллографические очертания оливина и пироксена. Псевдоморфозы выполнены агрегатом хлорита и серпентина или

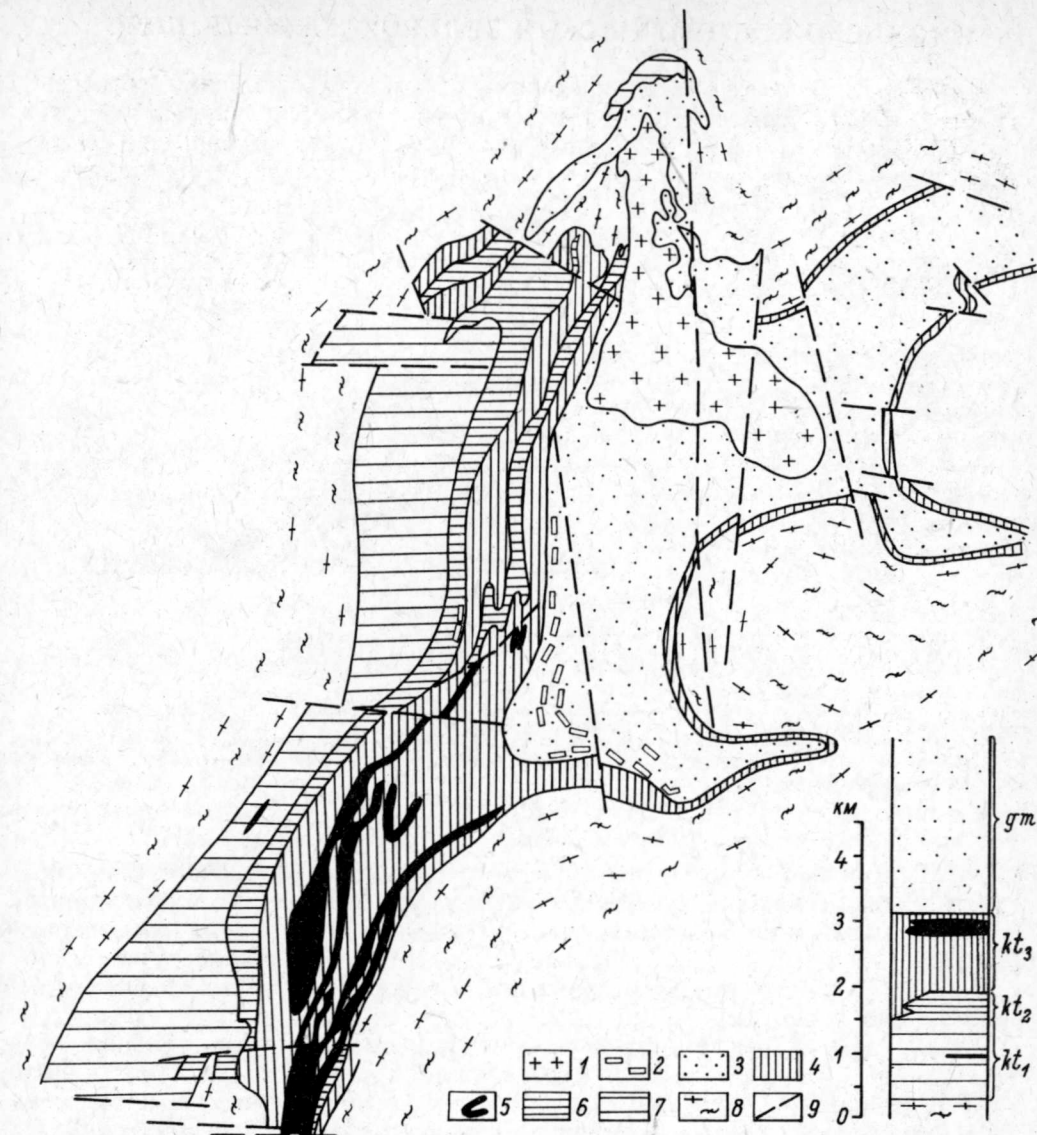


Рис. 61. Схема геологического строения района Костомукшского железорудного месторождения. Составили В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская.

1 — плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; 2 — пластовосекающие тела ультраосновных пород (вне масштаба); 3 — железорудно-сланцевые толщи гимольской серии; контокская серия (4—7); 4 — основные вулканы рувинваарской свиты ( $kt_3$ ), 5 — коматииты и ВКБ ( $kt_1$ ,  $kt_3$ ), 6 — кислые вулканы и ассоциирующие с ними железные руды ( $kt_2$ ), 7 — основные вулканы ниемиярвинской свиты ( $kt_1$ ), 8 — гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, 9 — тектонические нарушения.

актинолитом (тремолитом) с примесью хлорита и талька. Контуры псевдоморфоз подчеркиваются узкой (доли миллиметра) каймой тонковкрапленного магнетита или доломита.

Автобрекчии коматиитов имеют наиболее широкое распространение. Текстура их обусловлена присутствием округлых, овальных, реже удлиненных обособлений разного диаметра (от 0.2 до 3.5 м в поперечнике, рис. 62). Контуры всех обособлений подчеркиваются каймой («зоной закалки») шириной



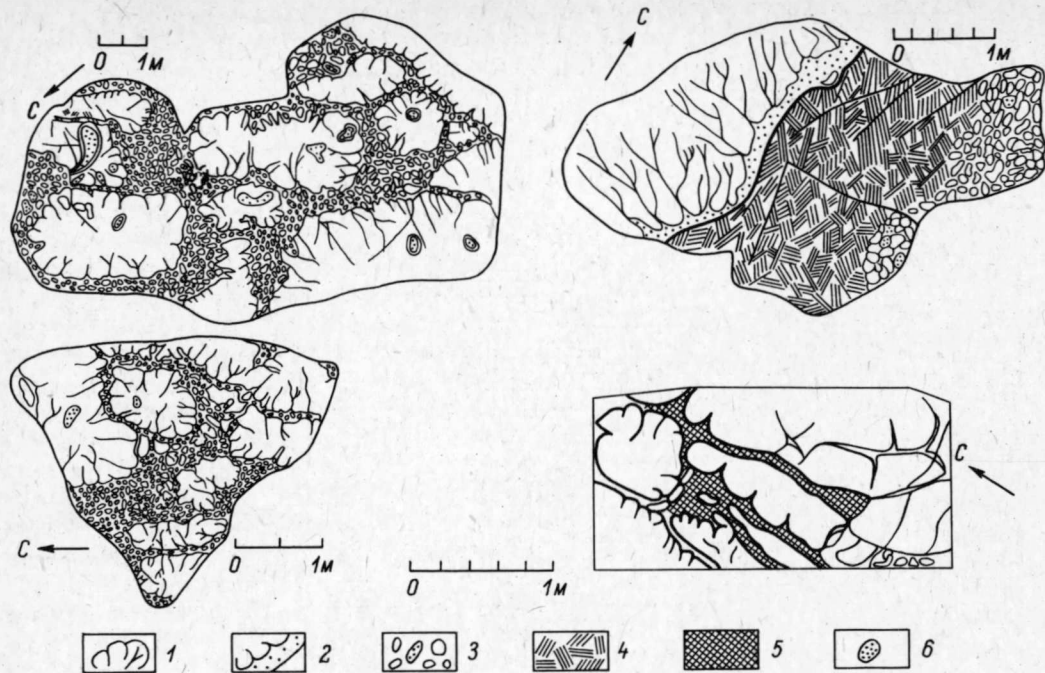


Рис. 62. Автобрекчии коматитов. Район Костомукшского железорудного месторождения.  
1 — крупные обособления, 2 — краевая часть обособлений с карбонатом и сульфидами, 3 — мелкообломочная брекчия, 4 — структура спинифекс, 5 — межобломочная масса хлорит-серпентинового состава, 6 — реликты «жидких» ядер.

0.5—1.5 см, рельефно выступающей над поверхностью обнажения. Они имеют «растрескавшиеся края», трещины от которых направлены радиально к центру. В центральных частях некоторых обособлений присутствует одно или несколько округлых или вытянутых образований 10—40 см в поперечнике, ограниченных каймой более тонкозернистого сложения и, вероятно, представляющих собой реликты «жидких» ядер.

При микроскопическом изучении обнаруживается, что центральные части обособлений в автобрекчиях по минеральному составу сходны с массивными лавами, охарактеризованными выше. Они сохраняют реликтовую гипокристаллическую структуру. По направлению от центра к краевым частям обособлений количество псевдоморфоз постепенно снижается до 30 % объема породы. Непосредственно в краевых частях наблюдается псевдоморфная (фибробластовая) структура с реликтами гипокристаллической, где серпентин-хлоритовая масса представляет собой перекристаллизованное стекло. В зоне закалки обособлений отмечается микрополосчатость, являющаяся реликтом зональности, формировавшейся при остывании лавового материала и сходной с зональностью, которая наблюдается в потоках массивных лав. В наружной части зоны закалки отмечается кайма 0.5—1 мм шириной, состоящая из агрегата хлорита и серпентина с фибробластовой структурой, представляющего собой продукт перекристаллизации стекла. По направлению к внутренней части обособлений эта зона сменяется полоской (1 мм) тонкораспыленного магнетита и далее — полоской (2—3 мм) со структурой микроспинифекс. По внутреннему краю зоны закалки прослеживается полоса шириной 1.5—10 мм, в которой отчетливо выражены псевдоморфозы по фенокристаллам оливина и пироксена размером не более 0.3 мм, количество которых достигает 15 %.

Шаровые лавы высокомагнезиальных вулканитов в современном виде представлены хлорит-актинолитовыми и актинолитовыми сланцами. В них не сохраняются реликты первичных структур эффузивных пород, характерной является лепидонематобластовая структура. Текстура шаровых лав заметна отчетливо. Шаровые обособления, примыкающие друг к другу, имеют овальную форму, ориентированы по сланцеватости. Размеры их колеблются от  $0.03 \times 0.15$  до  $0.7 \times 0.8$  м. Контуры шаровых обособлений подчеркиваются каймой (до 0.5 мм) более тонкозернистого сложения. Взаимоотношения описанных разновидностей лав отчетливо устанавливаются в довольно хорошо обнаженном разрезе к западу и востоку от небольшого озера в 1.7 км на запад от юго-западной оконечности оз. Кургелампи (рис. 63). К востоку от озера прослеживается пять потоков коматитов, имеющих следующее строение.

**Поток 1.** Обнажена лишь его центральная часть, сложенная массивными серпентинизированными коматитами. В них наблюдаются перекрещивающиеся слабоволнистые трещины, выполненные тальком и карбонатом, образовавшиеся, вероятно, в результате остывания лавы. Коматиты полностью перекристаллизованы. В них устанавливается лепидофибробластовая структура с реликтами гипокристаллической. Полные псевдоморфозы по оливину и пироксену составляют около 70 % объема породы. Промежуточная масса состоит из талька (преобладает) и карбоната. Видимая мощность центральной части потока 5 м.

Постепенно по направлению к верхам потока массивные лавы сменяются автобрекчиями. Размер обособлений в них составляет от  $1.5 \times 3$  до  $5 \times 20$  см. В промежутках между обособлениями наблюдаются полосы с реликтами структуры спинифекс. Длина псевдоморфоз по пластинчатым кристаллам оливина составляет 3—15 см. По направлению к верхам потока размер крупных обособлений в автобрекчиях возрастает до 3 м в поперечнике. Форма их овальная, караваяобразная, реже округлая. В них присутствуют каплевидные образования более светлой окраски, 10—20 см в поперечнике, оконтуренные темной каймой, которые могут рассматриваться в качестве реликтов «жидких» ядер в затвердевающем лавовом материале. В автобрекчиях в одном и том же

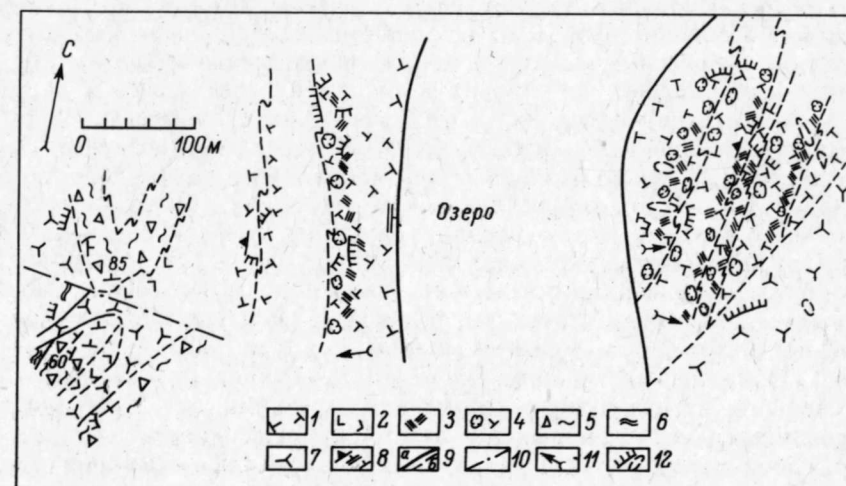


Рис. 63. Строение пачки коматитов района Костомукшского месторождения. Западнее оз. Кургелампи.

1 — коматиты массивные, 2 — метаморфиты, 3 — реликты структуры спинифекс, 4 — автобрекчии коматитов, 5, 6 — туфы коматитов (5 — лапиллиевые, 6 — тонкослоистые), 7 — амфиболитизированное габбро, 8 — элементы залегания, 9 — контакты установленные (а) и предполагаемые (б), 10 — тектонические нарушения, 11 — направления кровли потоков, 12 — контуры обнажений.



обособлении может присутствовать одно или несколько таких ядер, тяготеющих к северо-восточным частям обособлений, что, вероятно, свидетельствует о направлении кровли потока на северо-восток.

При микроскопическом изучении обнаруживается, что по минеральному составу и текстуре автобрекчии верхней части потока сходны с массивными коматиитами его центральной части и отличаются от них качественным соотношением промежуточной массы и псевдоморфоз по оливину и пироксену. В обособлениях в центральных их частях содержание псевдоморфоз не превышает 40 %, а в краевых — 30 % объема породы. Преобладающей является хлорит-тальковая основная масса, представляющая собой перекристаллизованное стекло. Мощность автобрекчий 30 м.

В кровле потока (около 5 м) залегают коматииты с реликтами структур микроспинифекс, а количество псевдоморфоз по кристаллам оливина и пироксена снижается до 20 %. Общая видимая мощность потока 40 м.

**Поток II.** В нижней части его залегают автобрекчии коматиитов. Видимая мощность 10 м. Перерыв 10 м. Массивные лавы коматиитов слагают центральную часть. В них наблюдаются редкие разноориентированные трещины с копьевидными концами, выполненные карбонатом. На выветрелой поверхности обнажения карбонат разрушен и трещины имеют облик узких углублений. Видимая мощность 3 м.

По направлению к верхам потока массивные коматииты сменяются породами со структурой спинифекс. Видимая мощность 1 м. Верхняя часть потока сложена автобрекчиями коматиитов. Размеры наиболее крупных обособлений в них достигают 3.5 м в поперечнике, а мелких — 1—20 см. В первых под микроскопом обнаруживаются реликты структуры микроспинифекс. Видимая мощность верхней части потока 34 м.

**Поток III.** Сложен автобрекчиями коматиитов. В нижней части (5 м) залегают автобрекчии, размеры обособлений которых колеблются от  $0.2 \times 0.3$  до  $0.5 \times 1$  м. Верхняя часть (3 м) представлена автобрекчиями, по текстурным особенностям сходными с нижней частью потока. В отличие от последних там в обособлениях наблюдаются реликты структуры микроспинифекс. Общая мощность 8 м.

**Поток IV.** В основании потока (5 м) залегают автобрекчии коматиитов с размером обособлений  $0.5 \times 1$  м. Порода интенсивно перекристаллизована в процессе метаморфизма, имеет фибробластовую псевдоморфную структуру. Количество псевдоморфоз по оливину и пироксену составляет 85 % объема породы; промежуточная масса состоит из серпентина с примесью тонкораспыленного магнетита. Центральная часть (20 м) представлена массивными лавами коматиитов с характерными разноориентированными трещинами, выполненными карбонатом. При микроскопическом изучении обнаруживается, что по сравнению с нижней частью потока в металавах уменьшается количество псевдоморфоз по оливину и пироксену, содержание которых не превышает 50 %.

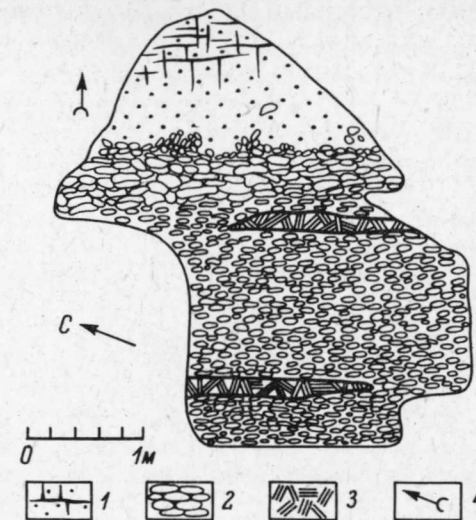
По направлению к верхам потока массивные породы постепенно сменяются коматиитами с реликтами структуры спинифекс (2 м); длина псевдоморфоз в пакетах достигает 10 см, видимая мощность потока — 27 м, перерыв 15 м.

**Поток V.** Обнажена частично только центральная часть потока, представленная массивными коматиитами с характерными узкими (до 1 см) разноориентированными углублениями на выветренной поверхности, которые представляют собой реликты трещин, образовавшихся при остывании лавового материала. Видимая мощность 1 м. Общая мощность коматиитов охарактеризованного разреза 110 м.

К западу от озера (рис. 63) обнаженность не позволяет проследить непрерывный разрез, однако здесь устанавливается, что в верхней части пачки коматиитов залегают лапиллиевые и тонкослоистые метатUFFы, мощность которых не менее 25 м.

Рис. 64. Контакт между потоками коматиитов.

1 — массивные коматииты с контракционными трещинами, 2 — автобрекчии, 3 — коматииты с реликтами структур спинифекс, 4 — направление кровли потока.



Характерной особенностью строения лавовых потоков коматиитов на данном участке является наличие автобрекчий и в подошве, и в кровле потоков. Однако при микроскопических исследованиях устанавливается некоторое различие в породах, слагающих обособления в брекчиях, которое заключается в количественном соотношении основной массы и псевдоморфоз по фенокристаллам оливина и пироксена. В низах потоков количество псевдоморфоз достигает 80 %, по направлению к верхам потока оно постепенно снижается. В автобрекчиях верхних частей потоков содержание псевдоморфоз составляет 20—30 %, в них преобладает тальк-хлорит-серпентиновая и хлорит-серпентиновая основная масса, представляющая собой, вероятно, перекристаллизованное стекло. Таким образом, даже в нацело перекристаллизованных коматиитах сохраняются реликты структур, характерные для нижних кумулятивных и для верхних частей лавовых потоков. Реже встречаются потоки, нижние части которых представлены массивными лавами коматиитов (рис. 64).

В рассматриваемом разрезе отмечаются большая мощность лавовых потоков, широкое распространение автобрекчий, значительное количество (не менее 10 %) пирокластических продуктов. Кроме того, с данным участком связано повышенное значение гравиметрического поля. Все это позволяет предполагать, что именно здесь располагался вулканический центр, поставляющий ультраосновной материал.

Непосредственная ассоциация коматиитовых базальтов с базальтами наблюдается в 1.3 км севернее оз. Кургелампи (западнее Костомукшского железорудного месторождения). Здесь наблюдается чередование потоков шаровых лав базальтов, превращенных процессами метаморфизма в полевошпат-роговообманковые сланцы, и шаровых лав ВКБ, преобразованных в хлорит-актинолитовые и актинолитовые сланцы. Для потоков характерно недифференцированное строение. Мощность потоков лав базальта составляет 1—7.5 м, а ВКБ — 3—10 м. Мощность связанных с ними тонкослоистых туфов равна 10 м.

Туфы коматиитов и ВКБ в современном виде представляют собой мелкозернистые хлорит-тремолитовые и карбонат-хлорит-тремолитовые сланцы с брекчиевой или тонкослоистой текстурой. В первом случае порода состоит из тесно примыкающих друг к другу удлиненных обломков, ориентированных по сланцеватости. Размер их составляет 0.3—1, редко 5 см в поперечнике и 0.5—2, иногда до 12 см в длину. В тех случаях, когда количество обломков не превышает 15—20 %, в хлорит-тремолитовом цементе хорошо выражена слоистость, обусловленная чередованием слоев с различным соотношением породообразующих минералов. Тонкослоистые хлоритовые, хлорит-тремолитовые, серпентин-тальк-хлоритовые сланцы интенсивно рассланцованы и обычно смяты в мелкие складки. Наряду с тонкослоистыми встречаются и грубослоистые сланцы с чередованием существенно хлоритовых и хлорит-тремолитовых (актинолитовых)



вых) прослоев мощностью до 1 м. Иногда в них наблюдается ритмичная слоистость. Нижние части ритмов имеют существенно хлоритовый состав и преобладают по мощности (13—25 см), верхние (до 5 см) представлены тремолитовыми сланцами. Общая мощность ритмов 15—30 см.

Слоистая текстура, размер обломочного материала и минеральный состав данных пород позволяют рассматривать их в качестве метаморфических аналогов лапиллиевых и пепловых туфов ультраосновного состава.

Субвулканическая фация коматиитов представлена редкими телами, для которых характерны реликты порфировой структуры. Вкрапленники представлены фенокристаллами оливина, которые в различной степени замещены вторичными минералами. К субвулканической фации условно можно отнести и интрузивные тела ультрамафитов, развитые в районе Костомукшского железорудного месторождения, где они образуют пластово-секущие тела. Мощность их обычно составляет 1—25 м, изредка достигая 85 м. Неоднократно в керне буровых скважин и в карьере Костомукшского ГОКа наблюдались секущие контакты рассматриваемых пород с вмещающими их кристаллическими сланцами и железистыми кварцитами. При этом во вмещающих породах отчетливо прослеживалась зона термального воздействия на них ультраосновных пород мощностью до 1 м.

Ультраосновные интрузивные породы в результате процессов метаморфизма превращены в тальк-хлоритовые, актинолитовые, тремолитовые и биотит-карбонатные сланцы. Первые три разновидности сланцев макроскопически представляют собой светлые зеленовато-серые породы со сланцеватой, реже полосчатой текстурой. Для биотит-карбонатных сланцев характерна буровато-черная окраска со светлыми полосами и пятнами мелкозернистого карбоната. В тальк-хлоритовых сланцах, как это отмечалось ранее (Чернов и др., 1970), иногда встречается миндалекаменная текстура с миндалинами, выполненными хлоритом.

Кроме главных породообразующих минералов в рассматриваемых породах в небольшом количестве присутствуют сульфиды, магнетит и турмалин. Иногда содержание турмалина возрастает до 15 %. Структура их лепидонематобластовая, лепидосфанобластовая, фибробластовая, реже порфиробластовая.

**Петрохимия.** Геохимические особенности коматиитов и высокомагнезиальных коматиитовых базальтов Костомукшского железорудного района изучены на основе 59 полных силикатных анализов (табл. 26—30). Содержания компонентов в лавовой фации коматиитов находятся в целом в соотношениях, характерных для пород рассматриваемого типа (рис. 65). При изменении количества MgO в пределах 13.07—36.29 % и SiO<sub>2</sub> от 38.00 до 47.00 % обращает внимание относительно высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, часто превышающее 9 %, иногда достигающее 13.67 % в коматиитовых базальтах. Описываемым коматиитам и высокомагнезиальным вулканитам присуща общая низкая щелочность. При этом следует отметить крайне низкие содержания K<sub>2</sub>O, чаще всего составляющие менее 0.02 %. Для них характерно незначительное количество TiO<sub>2</sub>, обычно не превышающее 0.4 % и редко достигающее 0.64 %.

Количество NiO в лавовой фации коматиитов сравнительно невелико и составляет 0.100—0.296 %, в единичных случаях — менее 0.1 %. Отчетливо выражена общая тенденция увеличения концентрации никеля по мере возрастания содержания магния. При этом содержание CoO колеблется в довольно узких пределах (0.011—0.016 %), но не наблюдается сопряженности кобальта с магнием.

Туфы, ассоциирующие с лавами коматиитов и ВКБ, близки по химическому составу с ними. По сравнению с коматиитами в ВКБ в целом при низком содержании иногда несколько увеличивается количество K<sub>2</sub>O (до 0.13 %).

Таблица 26

Химический состав коматиитов района Костомукшского месторождения

Окислы	712-2	712-1	712-3*	714-1	714-2*	714-3	550*	556-1*	709-1	714-4	549	549-1
SiO <sub>2</sub>	41.70	45.36	40.00	42.82	46.52	43.48	40.60	38.24	41.10	39.76	40.50	42.36
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.38	0.49	0.38	0.24	0.64	0.48	0.50	0.44	0.58	0.34	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.16	6.84	9.71	9.45	6.04	9.30	8.40	10.24	7.63	10.63	6.30	6.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.48	2.40	4.34	1.30	3.53	1.22	3.90	4.52	5.15	2.60	2.38	2.24
FeO	9.20	7.83	7.83	6.54	6.82	7.83	7.54	7.54	6.61	7.47	7.04	6.90
MnO	0.260	0.282	0.218	0.192	0.246	0.204	0.137	0.137	0.252	0.174	0.154	0.154
MgO	21.57	22.48	24.09	24.19	24.80	25.09	25.10	25.91	26.01	26.31	28.38	28.43
CaO	6.87	7.29	5.05	5.89	6.73	6.44	5.05	4.07	5.05	4.35	4.56	4.63
Na <sub>2</sub> O	0.50	0.34	0.17	0.03	0.02	0.05	0.14	0.12	0.16	0.05	0.07	0.08
K <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
H <sub>2</sub> O	0.23	0.26	0.17	0.22	0.21	0.14	0.28	0.14	0.11	0.24	0.21	0.25
П. п. п.	6.50	6.50	7.33	7.17	4.60	6.81	7.09	7.91	7.35	8.07	9.16	8.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.10	0.06	0.055	0.07	0.04	0.04
CoO	0.016	0.014	0.015	0.015	0.015	0.012	—	—	0.015	0.013	—	—
NiO	0.111	0.140	0.126	0.100	0.164	0.088	—	—	0.150	0.054	—	—
CuO	0.003	0.016	0.001	0.001	0.008	He обн.	—	—	0.001	He обн.	—	—
ZnO	0.011	0.010	0.010	0.008	0.010	0.007	—	—	0.009	0.01	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.275	0.294	0.384	0.512	0.552	0.102	—	—	0.243	0.146	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.028	0.024	0.025	0.032	0.013	0.014	—	—	0.018	0.035	—	—
S	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	He обн.	0.01	0.03	0.02
Сумма	100.13	100.05	99.62	99.54	99.54	100.28	100.19	99.81	99.94	100.31	99.74	100.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.81	18.00	19.82	24.87	4.17	14.53	17.50	20.48	17.34	18.33	18.53	18.30

Таблица 26 (продолжение)

Оксиды	713	556	707-4	547	553	558-1	705	557	558	707-5	708-1	706-2	715
SiO <sub>2</sub>	41.74	41.46	40.86	42.14	42.40	41.52	39.24	40.40	40.50	38.00	39.86	39.54	38.62
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.31	0.30	0.30	0.28	0.26	0.28	0.27	0.27	0.13	0.22	0.21	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.10	6.03	5.32	5.77	5.25	5.77	5.33	4.73	4.73	4.91	3.27	3.28	3.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	2.38	2.62	2.18	1.38	1.28	2.26	1.46	1.22	2.45	2.01	1.43	2.05
FeO	7.47	7.04	6.82	7.04	7.04	7.04	7.42	7.33	7.18	8.05	6.47	6.54	5.53
MnO	0.258	0.158	0.288	0.150	0.150	0.172	0.130	0.146	0.154	0.274	0.306	0.280	0.027
MgO	29.03	29.08	29.23	29.23	29.58	29.64	30.50	30.58	30.84	32.46	33.67	35.18	36.29
CaO	3.22	3.72	3.79	3.79	4.00	3.93	3.64	3.51	3.51	0.98	1.61	0.70	0.28
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.07	0.04	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	He обн.
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	He обн.	0.01	0.01	He обн.
H <sub>2</sub> O	0.22	0.24	0.12	0.23	0.25	0.32	0.14	0.20	0.22	0.19	0.22	0.10	0.21
П. п. п.	9.28	9.18	10.34	8.34	9.32	9.59	10.98	10.77	11.03	12.43	12.24	12.64	13.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03	0.035	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.025	0.035	0.02	0.03
CoO	0.015	—	0.012	—	—	—	0.011	—	—	0.012	0.014	0.012	0.015
NiO	0.195	—	0.210	—	—	—	0.288	—	—	0.200	0.270	0.259	0.296
CuO	0.004	—	0.008	—	—	—	0.004	—	—	0.002	0.002	0.001	0.003
ZnO	0.010	—	0.009	—	—	—	0.008	—	—	0.010	0.007	0.009	0.008
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.253	—	0.274	—	—	—	0.253	—	—	0.140	0.250	0.225	0.222
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.029	—	0.016	—	—	—	0.016	—	—	0.012	0.009	0.012	0.011
S	0.08	0.03	0.01	0.03	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.06	0.02	0.12
Сумма	99.84	100.21	99.77	99.80	100.22	99.58	99.96	99.96	100.22	99.90	99.93	99.92	99.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	19.68	19.45	17.73	19.23	18.75	22.19	19.04	17.52	17.52	37.77	14.86	15.24	22.73

Примечание. Звездочкой отмечены коматиты со спиннефкс-структурой.

Таблица 27

Химический состав туфов коматитов района Костомукшского месторождения (участок Таловейс)

Оксиды	561	561-1	561-2	562	717-1	719	719-1	723
SiO <sub>2</sub>	48.90	45.08	46.84	42.88	44.20	40.28	44.74	45.52
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.33	0.33	0.38	0.41	0.41	0.34	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.32	6.60	5.82	8.68	7.61	7.35	6.84	7.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.89	3.69	2.44	1.59	1.84	2.48	2.92	0.71
FeO	7.66	6.94	6.71	9.82	7.62	7.04	7.18	8.84
MnO	0.130	0.131	0.137	0.134	0.048	0.296	0.220	0.244
MgO	23.60	24.20	24.10	22.50	23.69	25.60	24.34	22.92
CaO	8.12	6.58	7.00	6.30	7.29	7.43	6.52	7.29
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0.03	0.04	0.06	0.02	0.03	0.05
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.12	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.24	0.30	0.38	0.24	0.24	0.22	0.17	0.05
П. п. п.	4.39	6.07	6.04	7.09	5.90	8.73	6.59	6.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06	0.035	0.03
CoO	0.009	0.010	0.010	0.010	0.015	0.015	0.013	0.015
NiO	0.106	0.123	0.091	0.087	0.181	0.198	0.127	0.162
CuO	0.004	0.002	0.001	0.003	0.021	0.014	0.006	0.001
ZnO	0.009	0.009	0.006	0.010	0.010	0.009	0.009	0.010
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.297	0.222	0.144	0.258	0.296	0.227	0.224	0.174
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.016	0.016	0.010	0.020	0.026	0.023	0.019	0.030
S	0.01	0.02	0.04	0.56	0.21	0.21	0.14	He обн.
Сумма	99.55	99.97	99.86	99.69	99.97	100.04	99.97	99.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.78	20.00	17.64	22.84	18.56	17.93	18.00	22.50

Таблица 28

Химический состав высокомагнезиальных интрузивных пород.  
Район Костомукшского месторождения

Оксиды	1	2	3
	170-47	137-17	137-9
SiO <sub>2</sub>	40.78	47.37	49.05
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.49	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.58	6.69	5.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.99	1.62	1.38
FeO	10.32	8.21	8.36
MnO	0.09	0.11	0.14
MgO	25.60	23.59	23.36
CaO	2.45	6.06	6.73
Na <sub>2</sub> O	»	He обн.	»
K <sub>2</sub> O	»	»	»
H <sub>2</sub> O	0.11	0.14	0.22
П. п. п.	10.68	5.95	5.42
Сумма	100.19	100.23	100.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	14.54	13.65	13.95

Примечание. 1 — карбонат-хлорит-талевый сланец с тремолитом,  
2 — хлорит-биотит-тремолитовый сланец, 3 — тальк-тремолитовый сланец.



Таблица 29

Химический состав ВКБ района Костомукшского железорудного месторождения

Окислы	664-4	657	665-4	653	658-1	664-6	655-1	662-3	662-5
SiO <sub>2</sub>	46.12	43.52	46.12	45.76	43.68	44.75	46.06	46.10	48.10
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.64	0.48	0.58	0.32	0.64	0.58	0.43	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	12.46	9.93	10.63	6.62	11.16	9.81	8.39	6.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.63	1.45	1.50	1.71	1.24	1.75	1.64	1.21	1.00
FeO	11.13	12.73	11.97	11.06	9.15	11.03	10.39	10.07	9.90
MnO	0.228	0.276	0.312	0.034	0.244	0.216	0.180	0.260	0.228
MgO	13.07	14.66	14.88	15.75	17.23	17.52	17.53	19.01	19.64
CaO	7.44	9.53	10.12	10.37	13.45	6.71	9.81	9.81	9.80
Na <sub>2</sub> O	1.65	0.55	0.94	0.72	0.036	0.78	0.45	0.47	0.23
K <sub>2</sub> O	0.05	0.13	0.11	0.12	0.03	0.02	0.07	0.05	0.02
H <sub>2</sub> O	0.26	0.09	0.14	0.16	0.20	0.23	0.15	0.20	0.21
П. п. п.	3.76	3.58	3.09	3.05	7.56	5.26	2.91	3.90	3.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.10	0.11	0.02	0.05	0.10	0.02	0.06	0.09
S	0.04	0.03	0.02	0.08	0.04	0.04	0.19	0.08	0.07
Сумма	99.84	99.72	99.70	99.96	99.81	100.17	99.90	99.96	99.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.99	19.47	20.69	18.33	20.69	17.44	16.91	19.51	19.03

Таблица 29 (продолжение)

Окислы	664-9	664-8	658-8	662-8	669	664	661
SiO <sub>2</sub>	47.00	46.92	45.06	47.82	46.30	45.65	42.52
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.42	0.43	0.38	0.41	0.36	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.34	7.62	8.66	7.12	8.40	7.13	9.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	1.43	1.74	0.60	0.68	0.79	1.04
FeO	9.51	10.06	10.32	9.54	10.19	9.37	9.14
MnO	0.230	0.290	0.206	0.230	0.202	0.256	0.256
MgO	19.82	20.10	20.25	20.33	20.48	20.65	22.24
CaO	8.89	8.69	8.13	9.10	8.10	9.27	7.85
Na <sub>2</sub> O	0.16	0.18	0.19	0.20	0.27	0.15	0.16
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01
H <sub>2</sub> O	0.29	0.07	0.09	0.12	0.17	0.15	0.23
П. п. п.	4.37	4.21	4.86	3.95	4.31	5.64	6.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.10	0.03	0.09	0.10	0.10	0.04
S	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.08
Сумма	99.63	100.11	99.99	99.50	99.66	99.54	100.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	15.62	18.14	20.14	18.74	20.49	19.81	16.88

Таблица 30

Химический состав туфов ВКБ района Костомукшского месторождения (участок Рувинваара)

Окислы	664-4	664-6	662-5	664-9	664-8	662-8	661
SiO <sub>2</sub>	46.12	44.75	48.10	47.00	46.92	47.82	42.52
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.64	0.36	0.47	0.42	0.38	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	11.16	6.85	7.34	7.62	7.12	9.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.63	1.75	1.00	1.44	1.43	0.60	1.04
FeO	11.13	11.03	9.90	9.51	10.06	9.54	9.14
MnO	0.228	0.216	0.228	0.230	0.290	0.230	0.256
MgO	13.07	17.52	19.64	19.82	20.10	20.33	22.24
CaO	7.44	6.71	9.80	8.89	8.69	9.10	7.85
Na <sub>2</sub> O	1.65	0.78	0.23	0.16	0.18	0.20	0.16
K <sub>2</sub> O	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
H <sub>2</sub> O	0.26	0.23	0.21	0.29	0.07	0.12	0.23
П. п. п.	3.76	5.26	3.53	4.37	4.21	3.95	6.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.04
S	0.04	0.04	0.07	0.04	0.03	0.04	0.08
Сумма	99.84	100.17	99.96	99.63	100.11	99.50	100.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18.99	17.44	19.03	17.48	18.14	18.74	16.88

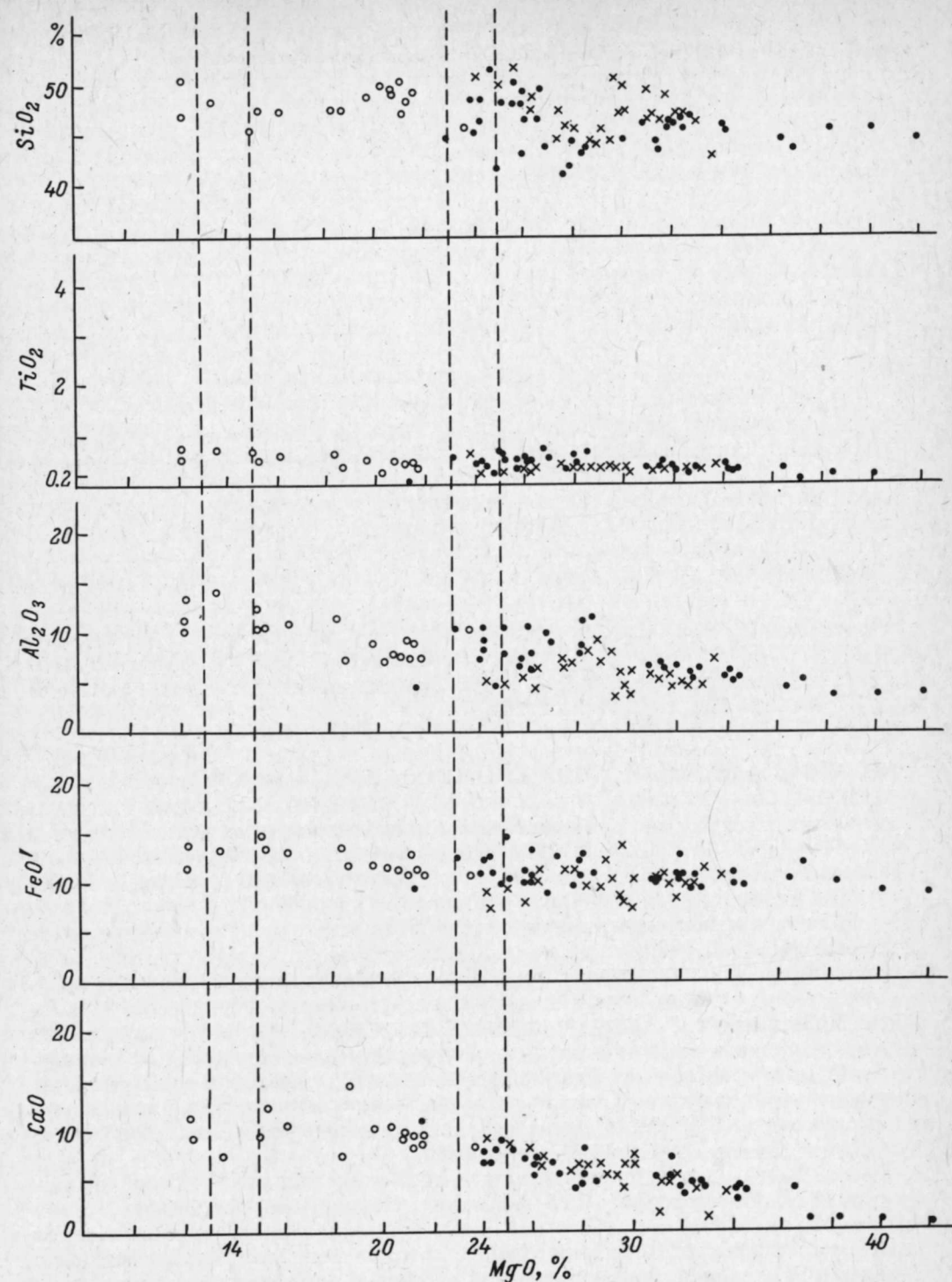


Рис. 65. Вариационная диаграмма коматитов и коматитовых базальтов Совдозерской и Костомукшской структур.

1 — Костомукшская структура, Рувинваарский участок; 2 — Совдозерская структура; 3 — Костомукшская структура, участок к западу от оз. Кургелампи.

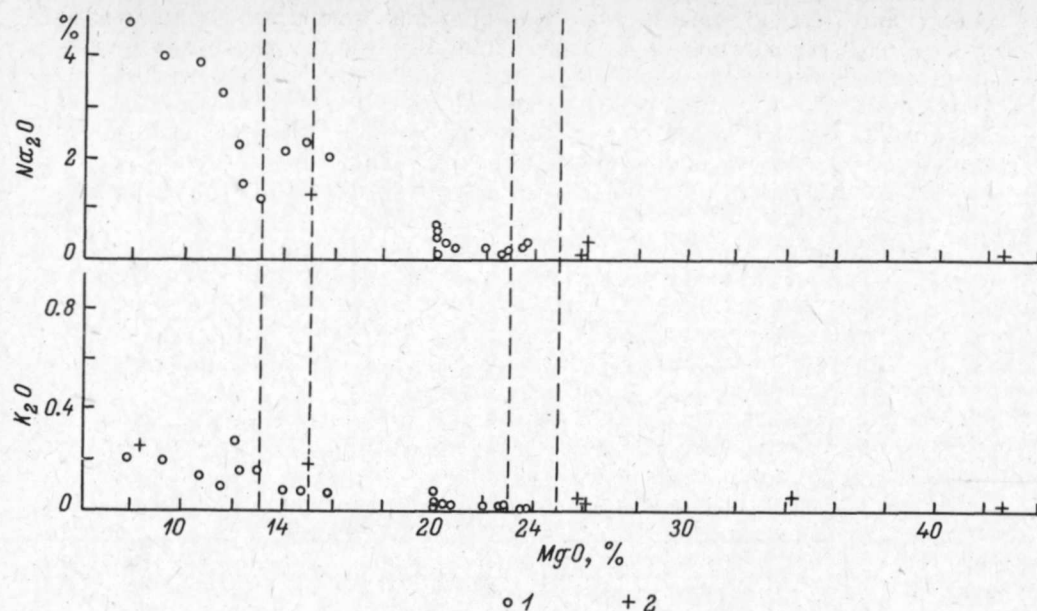


Рис. 65 (продолжение).

Соотношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в лавах коматиитов изменяется от 0.1 до 1.1,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  — от 14.5 до 22. В туфах отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  более высокое (0.73—1.9). Интрузивные ультрамафиты, судя по редким анализам, не отличаются от коматиитовых лав (табл. 26).

### ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС СУОМУССАЛМИ — КУХМО

**Геология.** Данный пояс, окруженный гранитоидами, протянулся с юга на север почти на 200 км (Gaal e. a., 1978), состоит из трех отдельных частей: южной (Типасъярви), средней (Кухмо) и северной (Суомуссалми). Один из наиболее изученных районов Сийвикковаара расположен в средней части пояса. Подробное описание высокомагнезиальных вулканитов этого района дано в работе Е. Хански (Hanski, 1980).

Вулканиты Сийвикковаара относятся к группе Келлоярви, которая представляет собой нижнюю стратиграфическую ассоциацию пород южной части пояса. Подстилающий субстрат не обнаружен. Самые нижние метавулканиты секутся гранодиоритами. Группа Онтоярви, перекрывающая группу Келлоярви, включает в себя кислые метавулканиты, кварциты, толентовые metabазальты, коматиитовые базальты и слюдястые сланцы. Метавулканиты Келлоярви значительно древнее — 2799 млрд. лет — возраста перекрывающих их кислых метавулканитов группы Онтоярви (Hanski, 1980).

Группа Келлоярви разделяется на две формации: нижнюю — Пахакангас и верхнюю — Сийвикковаара. Для формации Пахакангас мощностью 1.2 км характерны базальтовые подушечные лавы, переслаивающиеся с образованием железистых формаций. Формация Сийвикковаара делится на три комплекса: Сийвикко, Макинен и Райвио. Нижний комплекс — Сийвикко — имеет мощность около 0.5 км, его слагают в основном коматиитовые базальты. В комплексе можно проследить разнообразие текстур, структур, типичных для экструзивных пород: спинифекс-структуры, подушки, брекчии. Комплекс Макинен, занимающий среднюю часть формации, сложен НКБ, залегающими в основном в виде

подушечных лав. Характерными для этих подушек являются вариолитовые структуры. Мощность комплекса изменяется от 0.5 км до одного километра. Верхний комплекс формации Сийвикковаара — Райвио — сложен мафит-ультрамафитовыми туфами мощностью в несколько сотен метров. Основываясь на их минералогии, можно говорить о коматиитовом составе, что и позволяет объединить их в одну формацию с комплексами Сийвикко и Макинен (Hanski, 1980). Комплексы Макинен и Райвио разделены большим серпентинитовым массивом Наатаниеми.

Породы области подверглись региональному метаморфизму, в процессе которого почти все первичные темноцветные минералы были изменены. Судя по ассоциациям роговая обманка—олигоклаз или роговая обманка—андезин в мафических породах и актинолит—хлорит или тремолит—хлорит в ультрамафических породах, метаморфизм развивался в условиях нижней ступени амфиболитовой фации.

**Петрография.** Комплекс Сийвикко формации Сийвикковаара сложен в основном ВКБ с несколькими прослоями НКБ. Эти породы содержат различные количества светлоокрашенного амфибола, роговой обманки, хлорита и плагиоклаза. Хлорит по своим оптическим и рентгеновским свойствам оказался клинохлором. Светлоокрашенный амфибол — бесцветный тремолит. Судя по псевдоморфозам и химизму породы, первичными минералами, очевидно, являлись оливин, клинопироксен и плагиоклаз (первые два нигде более не встречаются). Несмотря на почти полное изменение первичных минералов, вулканогенные текстуры и структуры часто превосходно сохранены. По текстурно-структурным особенностям выделяются три группы лав: со структурой спинифекс, подушечные и трещиновато-брекчиевые.

В поясе Кухмо известно несколько обнажений пород со спинифекс-структурой. В области Сийвикковаара, как и в большинстве других мест, спинифекс-структура образована первоначально клинопироксеном. Вследствие низкого содержания Mg спинифексовая зона сложена преимущественно породой, первичными минералами которой были клинопироксен, плагиоклаз и в меньшей степени — оливин, а кумулятивная зона, подстилающая спинифексовую зону, сложена существенно ВКБ, состоящими первично из клинопироксена и оливина. Мощность лавовых потоков изменяется от 2 до 17.5 м. В отдельных обнажениях они прослеживаются на 150 м.

Из четырех типов структур спинифекс, выделяемых Дональдсоном (1974) по характеру кристаллов оливина (1-й — таблитчатые, 2-й — беспорядочно ориентированные, 3-й — порфириновые, 4-й — разветвленные), первые два встречаются в породах области Сийвикковаара. Однако они отличаются тем, что вместо оливина эти структуры слагают клинопироксен. Пучки параллельных пластинок клинопироксена, относящиеся к 1-му типу, беспорядочно секутся другими пластинками или же образуют крупнозернистые веерообразные формы перпендикулярно слоистости; 2-й тип слагают игольчатые кристаллы клинопироксена.

В обобщенном виде разрез лавового потока содержит следующие части (сверху вниз). Брекчия кровли потока имеет мощность 0.2—1.5 м. Она состоит в основном из слабо плеохроизирующего актинолита совместно с хлоритом, который иногда становится главным минералом. Встречается акцессорный ильменит в виде неровных иголок длиной до 6 мм. Структура породы микробластопорфировая с псевдоморфозами хлорита размером 0.2—1 мм по фенокристаллам оливина.

Под брекчией расположена подзона дендритов мощностью 0.2—1.5 м, темно-зеленого цвета, тонкозернистая. Дендритовая зона состоит из роговой обманки и небольших количеств хлорита, плагиоклаза и раскристаллизованного стекла. Роговая обманка, находящаяся в виде псевдоморфоз по клинопироксену, образует декоративные дендриты размером до 1.5 мм. Хлорит образует овальные пятна, представляющие первичные зерна оливина.



Подзона структуры пластинчатого спинифекса сложена псевдоморфозами роговой обманки по пластинчатому клинопироксену. При этом большое количество оптически параллельно ориентированных пластинок роговой обманки расположено перпендикулярно слоистости. Интерстиции между этими пластинками заполнены прорастаниями роговой обманки и плагиоклаза, которые,

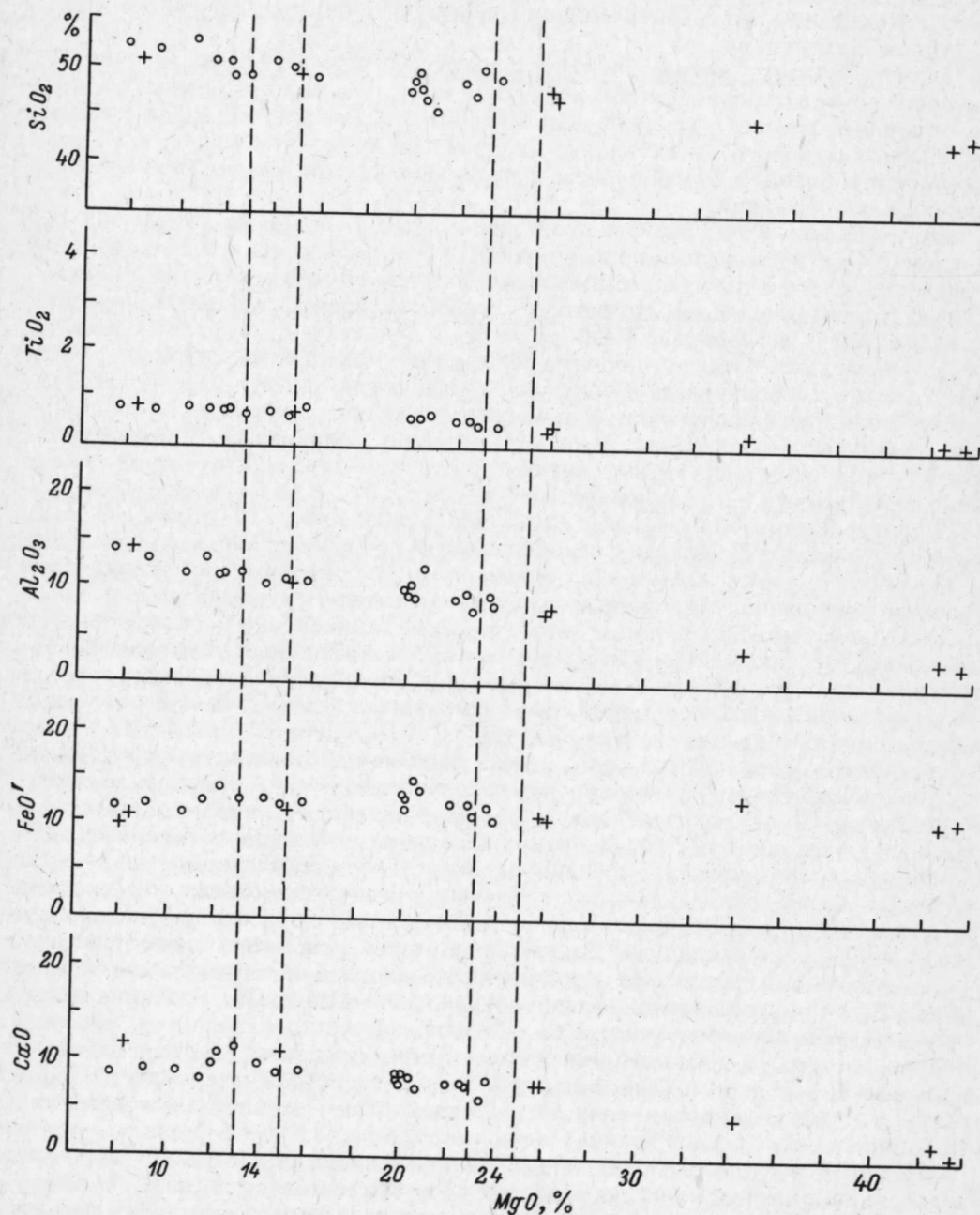


Рис. 66. Вариационная диаграмма коматитов и коматитовых базальтов зеленокаменного пояса Суомуссалми—Кухмо.

1 — район Сийвикковаара (Hanski, 1980), 2 — средние составы (Auvray e. a., 1982).

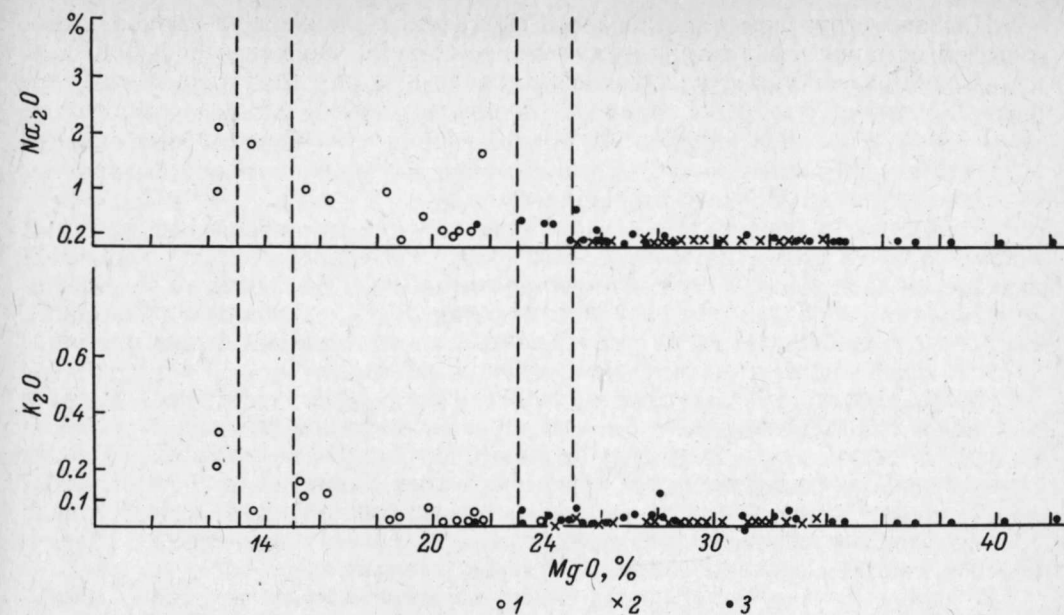


Рис. 66 (продолжение).

будь для этого свободным пространство, могли бы легко образовать веероподобные сферолиты. Эти сферолиты особенно хорошо развиты в структурах беспорядочно ориентированных спинифексов, подзона которых расположена ниже. Порода в нижней части спинифексовой зоны мощных лавовых потоков обладает структурой, напоминающей тонкозернистое габбро; размеры зерен 0.3—1.5 мм. В спинифексовой зоне появляется акцессорный ильменит в виде бесформенных зерен размером 0.2—0.6 мм, иногда встречаются пирротин, халькопирит и пирит. Кумулятивная зона состоит из амфибола и хлорита. Амфибол светло-зеленый, слабо плеохроирующий актинолит, который образует сигарообразные зерна с хлоритовыми ядрами, меньшими скелетными зернами — веероподобными сферолитами. Акцессории — призматический ильменит и маленькие эвгедральные кристаллы хромита (0.05 мм). Псевдоморфозы хлорита по оливину размером 0.2—1.4 мм не превышают одной трети породы, а остальная часть ее состоит из приблизительно равных количеств псевдоморфоз амфибола по скелетным и сферолитовым зернам клинопироксена.

Иногда тальк и карбонат являются главными минералами в результате влияния на кумулятивную зону метасоматоза диоксида углерода. Акцессорные непрозрачные минералы — призматический ильменит, а также эвгедральные и зональные кристаллы хромита — концентрируются в верхней части зоны: пирротин, халькопирит и пирит в свою очередь более распространены в нижней части потока.

В подушечных лавах подушки ВКБ светло-зеленого цвета, размером 0.1—1 м состоят в основном из актинолита и хлорита. Спорадически наблюдаются псевдоморфозы амфибола по дендритовому клинопироксену. Акцессории — ильменит и в меньшей степени — сульфиды. Подушки НКБ размером до 1 м сложены в основном роговой обманкой и небольшими количествами плагиоклаза и хлорита; обычно наблюдается вариолитовая структура.

Для недифференцированных ультрамафических лав комплекса Сийвикко характерна распространенная полигональная трещиноватость, образовавшаяся в результате термальной контракции при охлаждении лавы. Трещины окружены отдельными светлыми окатанными или угловатыми части-

цами, размеры которых — от первых сантиметров до метра. Этот вид пород с полигональной трещиноватостью может иногда переходить латерально в автокластическую брекчию потоков, содержащую большое количество угловатых или почти угловатых обломков размером 1—10 см с тальковой каемкой шириной 3—8 мм на выветрелой поверхности. Вероятно, брекчия образовалась в результате смещения текучей ультрамафической лавы с неконсолидированным мафическим туфовым материалом.

Комплекс Макинен сложен преимущественно темно-зелеными подушечными лавами НКБ. В средней части комплекса обнаружен единственный прослой ВКБ мощностью около 10 м. Подушки имеют размеры 0.4—1.5 м, сложены в основном зеленой роговой обманкой и различными количествами плагиоклаза и хлорита. Из аксессуаров обычно встречается ильменит, в отдельных случаях отмечены эпидот, сфен, пирит, циркон и калиевый полевой шпат.

Для вариолитовых подушечных лав, особенно развитых в нижней части комплекса, характерны структуры, в которых наблюдается переход от светлоокрашенных центров подушек через вариолитовую зону к темной внешней зоне. Иногда вариоли распределяются по всей подушке. Размеры этих вариолов от 1 до 7 мм, они круглые или удлиненные в направлении линейности. Вариоли состоят главным образом из гранобластовой плагиоклазовой массы с различным количеством роговой обманки, эпидота и ильменита.

Комплекс Райвио, являющийся самым верхним членом формации Сийвиковаара, состоит из туфов, изменяющихся по составу от ВКБ до НКБ. Образец туфа ВКБ характеризуется следующим модалным минеральным составом (в %): хлорит — 48.9, роговая обманка — 39.9, плагиоклаз — 7.2, карбонат — 2.3, биотит — 0.7, эпидот — 0.5, сфен — 0.9, непрозрачные (рудные?) — 0.4. Плагиоклаз и эпидот образуют тонкие прослои, а хлорит находится в виде тонкозернистой массы, большие порфиобласты (до 1.5 см) роговой обманки часто ориентированы по слоистости. Туфы НКБ содержат плагиоклаз, находящийся в виде тонкозернистой гранобластовой массы, а также незначительное количество кварца.

Петрохимия и геохимия пород коматиитовой серии пояса Суомуссалми-Кухмо детально рассмотрены в ряде работ французских и финских геологов (Hanski, 1980; Komatiites, 1982). На рис. 66 показаны основные петрохимические параметры данных образований, которые в целом не имеют существенных отличий от лопийских аналогов Советской Карелии.

## ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Несмотря на многолетние исследования Кольского полуострова, зеленокаменные верхнеархейские пояса в его пределах не выделялись (Вревский, 1985). В последнее десятилетие (1976—1986 гг.) исследователи все более определенно склоняются к сравнению кольско-беломорского комплекса с верхнеархейскими зеленокаменными образованиями, не используя данного термина. Внутри комплекса выделяются три этажа (протогеосинклинальный, протоорогенный, протоплатформенный), отражающие по крайней мере три этапа тектогенеза: начальный, инверсионный и кратогенный (Вулканыты. . . , 1980; Загородный, Радченко, 1978, 1983; Магматические. . . , 1985; Балаганский и др., 1986, и др.). В то же время отмечается, что в строении комплекса есть особенности, которые не позволяют использовать фанерозойскую терминологию в полном ее смысле. Поэтому, описывая мобильные зоны Кольского полуострова с разными типами образований (протогеосинклинальными, протоорогенными): Сальнотундровско-Колвицкую, Колмозеро-Воронья (Титовско-Вороньинскую, по Ефимову и др., 1985) и проблематичную Южно-Имандраварзугскую, автор настоящей главы позволяет себе рассматривать их как верхнеархейские зеленокаменные пояса, исходя из следующих соображений.

1. Понятие «архейские зеленокаменные пояса» как геотектоническая категория в настоящее время не имеет общепринятого четкого определения. Зеленокаменный пояс — это реликты архейских супракрустальных образований, сохранившихся на современном эрозионном срезе в виде протяженных неправильной формы полос длиной более 100 км среди гранитоидных массивов.

2. Поскольку тектоническая природа зеленокаменных поясов достоверно не установлена, то главной характеристикой является их вещественный состав. Стратиграфические последовательности зеленокаменных поясов имеют преимущественно двучленное деление с преобладанием базальт-коматиитовой составляющей в основании и осадочно-вулканогенной кислого состава в верхах разреза. Мобильные пояса Кольского полуострова характеризуются сложным строением, широким развитием метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации, что особенно затрудняет реконструкцию первичного состава пород. Однако главной их особенностью является широкое развитие внутри поясов в нижней части разреза многочисленных тел ультрабазитов (Геология СССР, 1958; Зак, 1980; Медно-никелевые. . . , 1985, и др.) различного генезиса. Первые доказательства эффузивной природы ряда тел ультрабазитов были приведены для пояса Колмозеро-Воронья (Гарифулин, Макаров, 1975), а затем и найдены коматииты со структурой спинифекс (Вревский, 1980, 1985). В Сальнотундровско-Колвицком поясе коматииты описаны С. Н. Сусловой (1976, 1978); там же химические анализы ультрабазитов из зон закалки показали сходство последних с пикритовыми базальтами (Прияткина, Шарков, 1979), что, возможно, свидетельствует о присутствии в разрезе субвулканических ультраосновных тел.

**Сальнотундровско-Колвицкий зеленокаменный пояс.** Этот наиболее южный на Кольском полуострове пояс прослеживается на расстояние свыше 300 км при ширине 10—100 км от Порьей Губы Белого моря до оз. Инари (Козлов, 1984). По данным ряда авторов, его реликты наблюдаются частично в Беломорье (Балаганский и др., 1986). Л. А. Прияткина и Е. В. Шарков (1979) изучали его как Лапландский гранулитовый разлом (Главный Беломорский шов), представляющий собой крупную гетерогенную структуру. В поясе выделяются следующие синформные(?) структуры (с юго-востока на северо-запад): Колвицкая, Нотозерская, Алларечинско-Аннамская, Руссельярвская, Лоттинская, Падостундровская, Вырнимская, Вешяурская, Кораблеккско-Шуортинская, Хихноярвинская, Корватундровская. В строении пояса принимают участие осадочно-вулканогенные образования, расчленение которых производят различными авторами по-разному (Ефимов, Богданова, 1983; Богданова, Ефимов, 1982; Козлов, 1982, и др.).

Ультраосновные породы, которые встречаются практически во всех перечисленных структурах, ранее исследователями трактовались как интрузивные. В последние годы (Богданова, Ефимов, 1978; Болотов, 1983, и др.) стали развиваться представления об их вулканической природе. Ультраосновные породы наиболее распространены в Колвицкой, Нотозерской и Алларечинско-Аннамской структурах.

Колвицкая структура (Козлов, 1984) характеризуется развитием в низах разреза основных вулканитов, перемежающихся с андезитами и дацитами с последующей сменой в верху разреза глиноземистыми базальтами. Завершают разрез граувакки, субграувакки, пелиты. Породы метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма. По данным С. И. Зака (1980), в пределах Колвицкой структуры известно около 40 гипербазитовых тел, длина которых меняется от 40 до 800 м при мощности 20—300 м. Обычно они ориентированы параллельно общему простираанию пояса. Положение контактов, как правило, согласное с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород, иногда кососекающее. По данным М. Н. Богдановой и М. М. Ефимова (1982), коматииты в общепризнанном понимании в пределах структуры не



встречены, но ультраосновные породы по единичным химическим анализам близки к ним. Данные этих авторов об аномальном содержании в породах калия и рубидия, возможно, свидетельствуют о наложенных процессах калиевого метасоматоза на рубеже верхнего архея и нижнего протерозоя.

К югу от Колвицкой структуры в районе Алакуртти описаны (Борисова, 1978) ультраосновные породы среди мигматизированных гнейсов керетской и хеталамбинской свит беломорской серии. Ультрамафиты образуют пластовые, линзовидные или серповидные тела, залегающие субсогласно с вмещающими породами. Они имеют размеры 35—50 м до 200—500 м при мощности 3—20 м и падают в западном и юго-западном направлении. Мелкие тела ультраосновных пород недифференцированы, но в большинстве крупных тел наблюдаются дифференциация и слабая расслоенность. Преобладают пироксениты и перидотиты. Показательным является разрез через часть толщи, приведенный автором (снизу вверх):

1. Биотитовые гнейсы	более 25 м.
2. Амфиболовые сланцы по ультраосновным породам	5 м.
3. Биотит-амфиболовые плагиосланцы, перемежающиеся с гранат-биотит-амфиболовыми плагиосланцами	5 м.
4. Перидотиты	2 м.
5. Пироксениты	4 м.
6. Амфиболовые сланцы по ультраосновным породам	4 м.
7. Перидотиты	2 м.
8. Оливиниты	4 м.
9. Пироксеновые оливиниты	3 м.
10. Пироксениты	4 м.
11. Пироксеновые оливиниты	2 м.
12. Амфиболовые сланцы по ультраосновным породам	4 м.
13. Перемежаемость биотит-амфиболовых и гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсов	2 м.
14. Пироксениты	4 м.
15. Роговообманковая порода	около 6 м.
16. Биотит-амфиболовые и гранат-биотит-амфиболовые сланцы	12—25 м.
17. Пироксениты	9 м.
18. Перидотиты	4 м.
19. Пироксениты	4 м.
20. Перидотиты	8 м.
21. Пироксениты	5 м.
22. Перидотиты	18 м.
23. Пироксениты	3 м.
24. Оливиновые пироксениты	1 м.
25. Пироксениты	3 м.
26. Роговообманковая порода	4 м.
27. Биотит-амфиболовые и гранат-биотит-амфиболовые плагиосланцы	около 30 м.
28. Амфиболиты	более 10 м.

Оливиниты — зеленовато-черные породы средне-, мелкозернистые, состоящие преимущественно из серпентина. Перидотиты — зеленовато-черные, средне-, крупнозернистые. Отмечается пойкилобластическая структура за счет включения неправильной формы зерен оливина и пироксена в крупные порфиروبласты амфибола. Пироксениты — наиболее часто встречающиеся породы — черные крупно-, среднезернистые. Кроме гипидиоморфной, аллатриоморфной и пойкилобластической структур наблюдается порфиروبластическая, в которой порфиروبласты амфибола (по пироксену?) достигают 4.4—4.8 мм в длину. Из приведенных химических анализов следует, что все разновидности пород высокомагнезиальны (оливиниты — 32, перидотиты — 23—25, пироксениты — 20.3—26.13 %), низкотитанисты (соответственно 0.14, 0.25—0.27, 0.11—0.48 %) при содержании кремнезема 36.52, около 46, 45.6—51.3 %. Содержание суммарного железа (18.74, 11.56—12.93, 11—16.44 %), вероятно, свидетельствует о наложенных гидротермальных процессах, связанных с рудообразованием. В соотношениях никеля и хрома закономерностей не наблюдается.

Возможно, дальнейшие исследования позволяют объяснить наблюдаемое переслаивание пород, их малые мощности, закономерную приуроченность

пироксенитов к висячему боку, а также их соответствующие химические особенности. И не являются ли некоторые из этих тел дифференцированными потоками ультрамафитов?

В Нотозерской структуре (поясе, по Л. А. Виноградову, 1971), прослеживающейся к северо-западу от гор Кареки и Тепси на юге в район юго-западной части Нотозера на расстояние более 200 км, установлено 130 пластовых и линзовидных тел ультрамафитов (Зак, 1980), протяженность которых в северной субширотной части структуры колеблется от десятков метров до 12 км при мощности от нескольких метров до 700 м. В то же время в юго-западной части на смыкании ее с Колвицкой структурой длина ультрамафитовых тел не превышает 500 м при мощности 50—100 м. Повсеместно отмечено согласное залегание с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами пород гранулитового комплекса. Ранее зоны, насыщенные ультрамафитами, выделялись под названием Серпентинитового пояса. На участке от горы Карека-тундры до горы Ханлаут они приурочены к амфиболитам, между последней и Кацким озером располагаются вблизи глиноземистых гнейсов тундр Корва, а в полосе между Кацким озером и оз. Равьярни маркируют зону сочленения беломорских гнейсов и гранулитов. Встречаются как расслоенные, так и недифференцированные тела (Геохимия. . . , 1971). Они деформированы в процессе складчатости и сложены тальк-хлоритовыми сланцами, серпентинитами и перидотитами. Минеральная ассоциация пород ограничивается оливином и пироксеном, состав которых близок соответственно к хризолиту и бронзиту в пределах всего пояса. Петрохимические особенности (высокая магнезиальность — 31.46—43.33, низкая титанистость — 0.09—0.23, содержание оксида железа не более 12 %, а также отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , равное 1.3—0.7) свидетельствуют об их близости к коматиитам.

В районе Больших и Малых Сальных тундр С. Н. Суслевой (1976, 1978) были выделены перидотитовые и базальтовые коматииты (высокомагнезиальные коматиитовые базальты, по нашей классификации). Ею описана следующая стратиграфическая последовательность: 1) толща гранатовых и пироксеновых (иногда с оливином) амфиболитов, их мигматитов, амфибол-биотитовых гнейсов, в верхней части — прослой диопсидовых сланцев, кальцифиров (100—800 м); 2) толща пироксеновых амфиболитов, двупироксеновых амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев, эклогитоподобных пород с прослоями лейкократовых гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (200—700 м); 3) толща четко полосчатых лейкократовых гранат-пироксен-плагиоклазовых и двупироксеновых кристаллических сланцев (150—500 м); 4) толща мезократовых гранат-плагиоклаз-пироксеновых кристаллических сланцев с прослоями гранат-пироксеновых основных кристаллических сланцев и лейкократовых плагиосланцев с гранатом и пироксеном (400—800 м). Среди вышеописанных пород залегают гипербазиты, граниты, анортозиты. Коматииты описаны в низах первой толщи в районе Малых Сальных тундр, среди амфиболитов по толетитовым базальтам. Минеральный состав: светло-зеленая роговая обманка (30—65 %), моноклинный пироксен ряда диопсид — геденбергит (10—25 %), гиперстен с 25—27 мол. % ферросилитового минала (5—20 %), оливин с 5—34 % фаялитового компонента (5—13 %), гранат, антофиллит, куммингтонит, тремолит, кальцит; по оливину развиваются тальк, иддингсит. Акцессорные минералы: халькопирит, ильменит, сфен, рутил, шпинель, апатит, магнетит, циркон. По содержанию  $\text{MgO}$  (19—26 %) и  $\text{TiO}_2$  (0.4—0.7 %) при соотношении  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.98—1.7$  они могут быть отнесены к высокомагнезиальным коматиитовым базальтам. Отмечаются повышенные содержания хрома, никеля и пониженные — ванадия, скандия, циркония.

В районе Больших Сальных тундр к коматиитам отнесены некоторые гипербазиты, традиционно считавшиеся интрузивными (Докучаева, Борисова, 1983, и др.). Средние содержания  $\text{SiO}_2$  (42.45 %),  $\text{TiO}_2$  (0.99 %),  $\text{MgO}$  (22.77 %)



позволили С. Н. Сусловой (1976) поставить вопрос о присутствии коматиитов среди архейских образований.

Аллареченско-Аннамская структура, сопряженная с Нотозерской, в связи с открытием К. Д. Беляевым в 1957 г. медно-никелевого месторождения, тщательно изучалась многими геологами: Е. К. Козловым, А. И. Богачевым, Г. И. Горбуновым, Н. А. Корниловым, Ю. Н. Яковлевым, А. К. Яковлевой, В. И. Кочневым-Первуховым, В. В. Проскуряковым, С. И. Заком и др. Она представляет собой блок, в пределах которого широко распространены куполовидные овалы структуры с плоской сводовой частью и крутыми краями (Горбунов и др., 1978). Центральная часть куполов сложена гранито-гнейсами и мигматитами, а периферия — биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами, смятыми в изоклинальные складки с крутыми углами падения.

По данным С. И. Зака (1980), здесь насчитывается более 400 тел ультрамафитов. Установлено девять зон распространения ультрамафитов, которые, по данным С. И. Зака, распределяются на две группы: первая, характеризующаяся наличием тектонических линейно вытянутых зон по контактам разновозрастных (?) комплексов, к которым и приурочены тела ультрамафитов, и вторая, в которой положение гипербазитовых тел полностью увязывается со строением куполовидных структур. Вмещающими породами являются биотитовые гнейсы, гнейсо-сланцы, мигматиты, полевошпатовые амфиболиты и гиперстеновые диориты. Большинство тел ультрамафитов прорывается жилами гранитов и пегматитов. Некоторые исследователи (Магматические..., 1985) отмечают, что строго литологического контроля здесь не наблюдается и ультрамафиты тяготеют к участкам, насыщенным полевошпатовыми амфиболитами — метаморфизованными базальтами (Зак и др., 1972). Более всего распространены тела протяженностью 200—500 м при мощности до 10 м, около 30 % тел имеют мощность до 5 м, нередко 2—3 м и только 9 из 233 — более 100—200 м. Как правило, все тела бескорневые с протяженностью по падению 50—100 м. Они сложены преимущественно в разной степени серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами), реже оливинитами. Резко подчиненно встречаются пироксениты. Степень изменения пород максимальная в краевых частях тел в виде амфиболитизации, зон дробления и смятия, по которым развиваются хлорит-талковые и биотит-карбонатные породы. Наблюдается повышенная рудоносность в зонах развития актинолита и куммингтонита по ультрабазитам (Проскуряков, Зак, 1974). На предмет возможного отнесения части тел ультрамафитов к коматиитам породы не изучались, их генезис всегда трактовался однозначно как интрузивный.

В. И. Болотовым (1983) ультраосновные эффузивы установлены в толще (каскамская), состоящей преимущественно из метаморфизованных толеитовых базальтов, андезитов, дацитов и осадков (не более 10—15 % разреза — граувакки, сульфидно-углеродистые сланцы, доломиты). Выше лежащая толща (вешаяурская), состоящая из графитсодержащих граувакк, туфов, андезитов и андезибазальтов, также содержит ультраосновные породы. Они представлены анхимономинеральными амфиболитами, хлорит-актинолитовыми сланцами и образуют согласные пластовые тела мощностью от 1—2 до 6—8 м и протяженностью до 2 км, часто повторяющиеся в разрезе. Сложение пород равномерно мелкозернистое, реже среднезернистое. Текстура массивная, в краевых частях — сланцевая. Автор описывает миндалекаменную текстуру, обусловленную мелкими (до 5—8 мм) скоплениями карбоната овальной формы. Амфибол (до 95 %) представлен актинолитовой бледно-зеленой роговой обманкой, образующей удлиненно-призматические кристаллы. Присутствуют кварц, карбонат, иногда плагиоклаз, апатит, сфен, пирротин, а в рассланцованных разностях — хлорит и биотит. Петрохимические особенности этих пород отличаются широкими вариациями содержания кремнезема — 42—47 %, общей железистости —

более 15 %, магнезиальности — 17—21 % и особенно окиси титана — 0.15—2 % (Химические анализы..., 1982), что свидетельствует либо об особых условиях формирования ультраосновных пород, либо о метасоматических преобразованиях их в период рудогенеза, либо о присутствии в разрезах более молодых протерозойских силлов. Некоторые из описанных пород могут быть отнесены к коматиитовой серии, а другие к толеитовой.

Структура Инари (Högmatt, 1980) располагается в северо-западной оконечности описываемого пояса в Восточной Финляндии. Она сложена гетерогенным комплексом пород, подвергавшихся неоднократному воздействию метаморфизма (2.8, 2.5, 2.2, 1.9, 1.7 млрд. лет) и тектогенеза. Внутри структуры выделяются следующие зоны: западная зеленосланцевая, центральная гранулитовая, восточная гранито-гнейсовая. Западная зеленосланцевая зона в районе Пелтотунтури сложена кварцитами, слюдястыми сланцами, гнейсами, зелеными сланцами. Центральная часть зоны представлена амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. На востоке зоны развиты тонкозернистые кислые кварц-полевошпатовые гнейсы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Среди этих пород отмечаются ультрамафиты в виде небольших линз в гнейсах и высокоглиноземистых амфиболитах, соответствующих толеитовым базальтам, туфам и туфогенно-осадочным породам. Гранулитовый комплекс состоит из гранатовых гнейсов, гранат-кордиеритовых и гиперстен-плагиоклазовых пород; в краевых частях его преобладают кварц-полевошпатовые, роговообманковые гнейсы и амфиболиты. Ультраосновные породы не установлены. Гранито-гнейсовый комплекс, состоящий в основном из среднекислых гнейсов и амфиболитов, в ряде случаев включает в себя и ультрабазиты. Ультрамафиты (коматииты или пикриты) разделены на две группы. Первая соответствует гранатовому перидотиту, вторая — коматиитам верхнеархейских зеленокаменных поясов. Породы, близкие коматиитам, содержат кремнезема  $46.98 \pm 2.06$ , магнезии —  $26.81 \pm 2.76$ , окиси титана —  $0.37 \pm 0.19$  %, отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.9$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 19$ . Отмечаются высокие содержания никеля и хрома. Отношения  $\text{Ni}/\text{Cr}$  типичны для пикритов и коматиитов, однако отмечаются высокие содержания РЗЭ, превышающие значения для коматиитов.

**Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья (Титовско-Вороньинский).** Этот пояс протягивается вдоль всего Мурманского блока на расстояние более 250 км, располагаясь между указанным блоком и сложно построенной зоной, в пределах которой находятся Кейвский синклиорий, Хибинский интрузивный комплекс и Печенгская структура. Состоит он из следующих самостоятельных структур: Титовской (Бакушкин, 1985), Ровнинской (Бакушкин, 1978), Полмос-Порос (Вревский, 1980, 1985, и др.), Понойской (?) (Мирская, 1978). Существует около 30 стратиграфических схем этой зоны (Мирская, 1978; Даршкевич и др., 1984, и др.). Наиболее изучена в последние годы структура Полмос-Порос, которая, по данным А. Б. Вревского (1985), может рассматриваться в качестве тектоно- и стратотипа мобильного пояса — кратогена зеленокаменного типа. Большинство геологов в строении пояса выделяют полмостундровскую, вороньетундровскую и червуртскую свиты, представленные вулканогенно-осадочными, вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями. Впервые эффузивные ультрабазиты верхнего архея здесь были выделены при изучении полмостундровской свиты левобережья р. Вороньей (Гарифулин, Макаров, 1975). Она сложена амфиболитами и амфиболовыми кристаллосланцами, среди которых подчиненную роль играют кварцевые порфиры, железистые кварциты, овоидные амфиболиты и биотит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы.

Биотит-хлорит-актинолитовые сланцы располагаются в разрезе между амфиболитами и железистыми кварцитами и выдержаны по простиранию. Для них характерны миндалекаменные текстуры. Миндалины в виде округлых включений имеют различные размеры и строение. Крупные миндалины имеют четкую



зональность (кварц-карбонатное ядро, хлоритовая оторочка по внешнему краю), в то время как мелкие мономинеральны. Низкие содержания глинозема, высокие  $MgO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $NiO$  позволили авторам отнести данные породы к метаморфизованным ультрамафитам (пикритам) и сравнить их с выделенными в Костомукшской структуре (Чернов, 1970) аналогичными образованиями. Отмеченные повышенные содержания  $V_2O_5$ ,  $TiO_2$ ,  $CoO$  в указанных породах требуют дальнейшего изучения.

А. Б. Вревским (1980) коматииты были обнаружены в районе горы Лешей, а также Мудчечуайв, Мишеньпорр (Вревский, 1985). Они в виде потоков и силлов, часто будинированных, переслаиваются с ВКБ, НКБ и толеитовыми базальтами, потоки которых сохраняют реликты подушечных и миндалекаменных текстур. Мощность отдельных потоков коматиитов варьирует от 10 до 40 м при суммарной — до 200 м. Мощность зон со спинифекс-структурой составляет 0.5—1.0 м. Кристаллы распределены незакономерно, занимая до 60 % объема породы. Они окружены цепочками магнетита. В интересиях обнаружены реликты ортопироксена, замещенного амфиболом. Зерна пироксена также имеют удлиненную форму (до 3—6 мм). Основная масса породы состоит из различно ориентированных иголок актинолита и тремолита. Присутствуют хлорит (по актинолиту) и карбонат. Кумулятивная зона представлена изометричными зернами серпентинизированного оливина, сцементированными тремолитактинолитовым агрегатом, хлоритом и магнетитом. Структура породы гетеробластовая. Высокомагнезиальные базальты находятся в пространственной ассоциации с коматиитами и в ряде случаев переслаиваются с ними. Они представлены сланцеватыми амфиболитами мелкозернистого сложения. Основные петрохимические особенности в виде средних значений отражены на рис. 48. Для коматиитов отмечается повышенная железистость ( $FeO$  до 14 %), отношение  $CaO/Al_2O_3$  изменяется от 3.5 до единицы,  $Al_2O_3/TiO_2=15$ . ВКБ с содержанием суммарного железа 11.5 % характеризуются отношением  $CaO/Al_2O_3$ , равным единице;  $Al_2O_3/TiO_2=18$ , а НКБ соответственно — 10.8, 0.7 и 20.

Понойская структура, или юго-восточная оконечность пояса, в виде небольших реликтов в долинах рр. Поной, Снежница, Качковка изучена значительно меньше (Мирская, 1978а). В общих чертах в ее строении принимают участие супракrustальные образования понойской серии (Вулканыты..., 1980), в состав которой входят преимущественно вулканыты основного и среднего состава подушечной и миндалекаменной текстур, преобразованные в гнейсы в условиях амфиболитовой фации. Ультрамафиты в виде многочисленных дайкообразных, пластовых, реже линзовидных и неправильных тел залегают субсогласно с общей сланцеватостью пород, смяты в складки и прорваны (?) жилами лептитов (риолитов?), плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов. Метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ультраосновные породы превращены в актинолитовые амфиболиты, актинолит-хлоритовые сланцы, карбонат-талковые породы (листвениты). Отмечается, что актинолитовые амфиболиты представлены серозелеными средне-, мелкозернистыми породами нередко с псевдоморфными вкраплениями амфибола по пироксену размером до нескольких миллиметров. Минеральный состав: актинолит (50—90.8 %), хлорит (0.45 %), плагиоклаз (0—9.6 %). Амфибол образует широкие таблитчатые зерна до 4 мм в поперечнике и удлиненные призматические до игольчатых. По единственному химическому анализу подобные породы могут быть отнесены к высокомагнезиальным коматиитовым базальтам ( $SiO_2$  — 48.65,  $TiO_2$  — 0.67,  $MgO$  — 15.25 %,  $CaO/Al_2O_3=0.8$ ,  $Al_2O_3/TiO_2=15$ ). Листвениты, если исключить высокие содержания  $CaO$  (6.26 %),  $CO_2$  (7.88 %), могут петрохимически соответствовать коматиитам ( $SiO_2$  — 41.87,  $TiO_2$  — 0.12,  $FeO$  — 7,  $MgO$  — 26.47 %).

Северо-западная часть Титовско-Вороньинского пояса, вероятно, имеет две

структуры: юго-западную Ровнинскую, расположенную в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры, и северо-восточную Титовскую.

Ровнинская структура сложена биотитовыми, мусковит- и гранат-биотитовыми гнейсами, среди которых насчитывается около 40 тел ультрамафитов (Бакушкин, 1978). Они участвовали в складчатых деформациях и претерпели воздействие микроклин-плагиоклазовых мигматит-гранитов. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Ультрамафиты прослежены на 900 м при мощности от нескольких метров до 50, редко 200 м. Они не дифференцированы или слабо дифференцированы. В строении отдельных тел (мощностью до 40 м) принимают участие исключительно хлорит-амфиболовые, тальк-амфиболовые породы или биотитовые амфиболиты (в телах мощностью до 10 м). Плагиоамфиболиты отмечены в ряде тел в эндоконтактной зоне мощностью 0.8—2.0 м. В них наиболее заметно воздействие гранитов. По своим петрохимическим характеристикам хлорит-амфиболовые и тальк-амфиболовые породы соответствуют ВКБ, плагиоамфиболиты — НКБ. Однако степень изученности текстурных особенностей пород не позволяет делать более определенные выводы.

Титовская структура (Бакушкин, 1985) протяженностью около 50 км при ширине 8—9 км сложена гнейсами тундровой серии. Ультрамафиты в виде пластовых и линзообразных тел залегают согласно с вмещающими породами. Предполагается, что они были совместно деформированы и прорваны гранитами. Выделяются две группы тел: мелкие, площадью  $5 \times 200$  м, и крупные — до  $200 \times 500$  м. Мелкие тела сложены сланцами различного состава, крупные — слабодифференцированными ультрамафитами (оливиниты, гарцбургиты). Из числа гипербазитов Кольского полуострова к рассматриваемому комплексу (в том числе и ровнинским ультрамафитам) наиболее близки коматииты горы Лешей (Бакушкин, 1985).

Южно-Имандраварзугский пояс (Зак, 1980). Протягивается в северо-западном направлении от горла Белого моря на востоке до замка Сальнотундровской структуры на западе. Общая протяженность составляет 420 км при ширине 15—40 км. Ультрамафиты изучались большим коллективом геологов: Е. К. Козловым, Е. Д. Чалых, М. Т. Козловым, Б. А. Юдиным, С. И. Заком и др. Известно около 100 тел протяженностью до одного, редко 3—4 км при мощности 100—150 м. Массивы залегают в гнейсах, мигматитах, амфиболитах и различных сланцах. Общая изученность слабая, за исключением массива Фалалей.

Таким образом, приведенный выше обзор высокомагнезиальных магматитов Кольского полуострова показывает неоднозначность трактовки их возраста, геотектонического положения и фациальной природы. Предполагаемые Кольские зеленокаменные пояса характеризуются различным типом разрезов, объемом осадочных и вулканогенных пород, а также степенью метаморфизма. Однако общей чертой поясов является присутствие в них ВКБ, НКБ, коматиитов и нерасчлененных ультрамафитов, часть из которых, вероятно, может быть отнесена к вулканогенным образованиям. Исходя из анализа петрохимических данных, часть тел ультраосновных пород с повышенной титанистостью и железистостью должна быть отнесена к толеитовой серии.

## Выводы

1. Исследования последних лет привели к открытию коматиитов в большинстве архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита (рис. 67). В пределах поясов высокомагнезиальные вулканыты образуют, как правило, самостоятельные вулканические постройки, подчеркивая зоны позднеархейского рифтогенеза.
2. Ориентировочные расчеты показывают, что высокомагнезиальные вулканыты составляют от 3.5 % (Ведлозерско-Сегозерский пояс) до 12.5 % (пояс

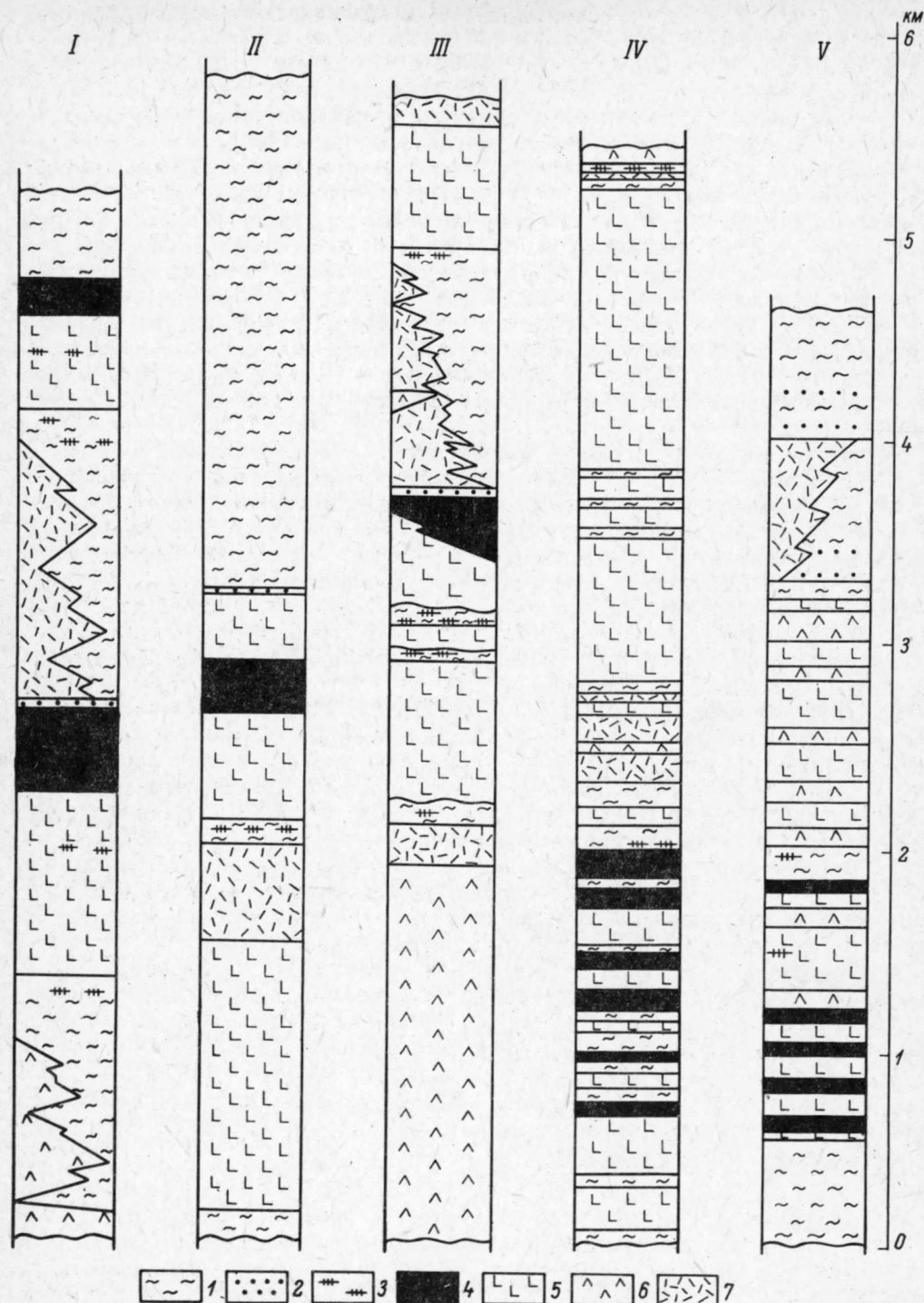


Рис. 67. Положение высокомагнезиальных вулканитов в обобщенных разрезах лопийских зеленокаменных поясов Балтийского щита.

1 — осадочные породы, 2 — конгломераты, 3 — углеродсодержащие сланцы; вулканиты: 4 — высокомагнезиальные коматиитовой серии, 5 — основные, 6 — средние, 7 — кислые.

Пояса: I — Суомуссалми-Кухмо, II — Гимольско-Костомукшский, III — Ведлозерско-Сегозерский, IV — Суомозерско-Кенозерский, V — Колмозеро-Воронья. (I—IV — Kulikov et al., 1987; V — Д. Д. Мирская, 1978, и А. Б. Вревский, 1985).

Суомуссалми-Кухмо) разреза супракrustальных пород верхнего архея (лопия), приурочиваясь к нижним или средним их частям.

В среднем для зеленокаменных поясов щита их доля приближается к 7 %. Подобные показатели характерны для зеленокаменных поясов Замбии и Зимбабве (Конди, 1983), которые занимают промежуточное положение между канадскими (3—4 %) и австралийскими (23 %) поясами.

3. По своим петрохимическим параметрам высокомагнезиальные вулканиты лопия рассматриваемых поясов довольно близки. Они относятся к коматиитовой серии и не имеют принципиальных отличий от аналогичных пород архея других докембрийских щитов. Исключение составляют пикриты и пикробазальты, выявленные в Аллареченской структуре (Вулканизм и седиментогенез..., 1987 и др.), которые принадлежат к толеитовой серии.

4. Общие черты строения и эволюции зеленокаменных поясов Балтийского щита свидетельствуют о наличии в лопии какой-то единой системы, объединяющей эти пояса и регулирующей закономерности их развития. По-видимому, более всего она отвечает системе рассредоточенного рифтогенеза (Милановский, 1983), где в ранние этапы в условиях растяжения и деструкции саамской протокры проходит базификация последней, а в поздние этапы, в условиях сжатия — гранитизация. По аналогии с современными геодинамическими обстановками высокомагнезиальный магматизм в лопии, очевидно, интенсивно развивался над восходящими струями конвектирующей верхней мантии.

5. Специфика высокомагнезиального вулканизма отдельных поясов заключается в различном объеме и стратиграфическом уровне его проявления, фациальных и петрохимических особенностях (см. рис. 49). Она обусловлена как определенной гетерогенностью мантийного источника, так и влиянием субконтинентальной коры на характер извержений и, вероятно, состав продуктов вулканизма.

6. Металлогеническая специализация лопийских коматиитов — преимущественно медно-никелевая. Выявленные рудопроявления никеля, связанные с коматиитами в Суомозерско-Кенозерском поясе и поясе Суомуссалми-Кухмо, позволяют с определенным оптимизмом оценивать перспективы данного типа оруденения. Заслуживают дальнейшего изучения и другие типы оруденения, характерные для коматиитов архея Австралии, Южной Африки и Канады. На Балтийском щите в Аллареченском районе с интрузивными гипербазитами толеитовой серии связаны богатые медно-никелевые руды, что указывает на перспективность этой серии и в других районах.



## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС КОМАТИИТОВ

Поскольку высокомагнезиальные магмы являются продуктами высоких степеней плавления мантии, их изучение может предоставить информацию относительно тепловой и химической эволюции подкорковых зон Земли. Вопросы генезиса коматиитовых расплавов привлекали внимание многих исследователей, в том числе и экспериментаторов. В 1975 г. Д. Грин с соавторами (Green e. a., 1975) опубликовали результаты опытов по плавлению при давлении до 40 кбар коматиита из Южной Африки, содержащего 32 % MgO. В дальнейшем эти данные были дополнены Д. Грином экспериментами с коматиитами из Канады и Австралии, а также с коматиитовым базальтом (12 % MgO) из блока Пилбара, Зап. Австралия (Green, 1981). Н. Арндт (Arndt, 1976) подробно исследовал субликвидусную область коматиита из Мунро Тауншип в диапазоне давлений 1 атм—40 кбар. М. Бикль с соавторами (Bickle e. a., 1977; Bickle, 1978) определили положение линии ликвидуса для серии пород из Зимбабве с содержанием MgO от 20 до 32 %. Высокомагнезиальные расплавы, похожие на коматииты, были получены в результате высоких степеней плавления перидотитов при 30—35 кбар (Takahashi, Kushiro, 1983), а также вблизи солидуса гранатового лерцолита при 60—70 кбар (Takahashi, Scarfe, 1985).

Проведенное И. Д. Рябчиковым и О. А. Богатиковым (1984) теоретическое исследование, основанное на экстраполяции имеющихся литературных данных по фазовым равновесиям в основных и ультраосновных системах, показало, что коматииты могут быть получены при 50 % плавлении мантии на глубине 100—150 км. Для проверки и уточнения этих результатов было предпринято изучение близликвидусных равновесий в породах коматиитовой серии, результаты которого кратко излагаются в этой главе.

Таблица 31

Химический состав пород, использованных в опытах

Окислы	1	2	1	2	1	2
	127		1774		95/265	
SiO <sub>2</sub>	46.5	48.6	50.0	51.3	49.1	52.7
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.28	0.58	0.57	0.50	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.74	6.52	11.65	11.58	10.48	9.55
FeO	9.86	7.58	10.53	9.38	11.94	8.62
MgO	29.3	30.7	16.2	16.9	13.99	14.76
MnO	0.21	0.30	0.15	0.25	0.19	0.17
CaO	6.38	5.81	8.11	7.56	10.98	10.86
K <sub>2</sub> O	0.04	0.23	0.51	0.82	0.25	0.64
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.07	1.83	1.70	2.25	2.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	—	0.31	—	0.22	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	—	0.04	—	0.04	—
NiO	0.20	—	0.063	—	0.027	—
CoO	0.012	—	0.0089	—	0.0091	—

Примечание. 1 — химический анализ породы (выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики — Г. Еськова и С. Вронская); 2 — микродозовый анализ стекла из опыта при температуре выше ликвидуса. Все анализы приведены к сумме 100 %.

Для опытов использовались образцы пород коматиитовой серии из Восточной Карелии (табл. 31). Помимо архейского коматиита (обр. 127) с 30 % MgO были изучены высокомагнезиальные коматиитовые базальты с 14 и 16 % MgO (обр. 95/265 — архейский из Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса и обр. 1774 — протерозойский с кряжа Ветреный Пояс). С подобными породами экспериментальных работ до сих пор не проводилось. Химически эти образцы близки к средним составам пород серии соответствующей магнезиальности, поэтому они вполне представительны для выяснения проблем генезиса коматиитов.

## МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Опыты проводились на установке цилиндр-поршень в Институте экспериментальной минералогии АН СССР. Использовались твердофазовые ячейки диаметром 12.5 мм с наружным теплоизолятором из талька и стекла «пирекс» или прессованного хлористого натрия. Внутренний объем ячейки заполнялся обожженным пиррофиллитом. Ампула с образцом засыпалась порошком керамики «альсимаг» или Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Давление в твердофазовых ячейках калибровалось по равновесиям Ab=Jad + Qz (Holland, 1980) и En + Sp=Gr + Fo (Perkins e. a., 1981) в интервале температур 800—1200 °C. В результате получена отрицательная поправка к номинальному давлению порядка 20 %, несколько меняющаяся в зависимости от температуры опытов. Точность измерения давления составляет ±1.3 кбар при температурах выше 1400 °C — ±3 кбар.

Температура измерялась стандартными термодарами ПП-1 и ПР-30/6 и поддерживалась с помощью регулятора ВРТ-2 в пределах ±3°. Измерение градиента температуры в рабочей зоне ячейки показало, что его значение может быть довольно велико (около 10 °C/мм), и при высоких температурах образец примерно на 20° горячее спая термодары. Кроме того, при длительных выдержках возможно некоторое снижение термо-ЭДС термодар за счет насыщения посторонними примесями (графит, железо). Измерение температуры с контрольной W—Re термодарой показало, что при наших выдержках этот эффект может привести к занижению температуры опыта на 5—10 °C. Учитывая температурный градиент и контаминацию, мы вводили поправку к показаниям термодары — +25°. Влияние давления на термо-ЭДС не учитывалось. Контрольные опыты по плавлению диопсида при 10 кбар показали сходимость с данными Р. Вильямса и Дж. Кеннеди (Williams, Kennedy, 1969) в пределах 10°.

Все опыты проводились в сухих условиях. Для разложения водосодержащих минералов и карбонатов перетертые образцы пород предварительно прокаливались при 1100 °C в течение часа в печи с инертной атмосферой (азот). Примерно 15—20 мг породы помещалось в графитовый контейнер, который заваривался в платиновую ампулу диаметром 3 мм. Такая методика позволяет избежать потери железа из образца и широко практикуется при работе с природными системами. Потенциал кислорода в такой двойной ампуле зависит от исходного состояния образца. В наших опытах летучесть кислорода устанавливалась несколько ниже буфера железо—вюстит, что приводило к появлению металлической фазы. В результате силикатная часть образца оказывалась несколько обедненной железом и никелем по сравнению с исходным коматиитом (табл. 31).

Длительность опытов ограничивалась, с одной стороны, необходимостью достижения равновесия между минералами и расплавом, с другой — стабильностью работы ячеек и термодар. Проведенная при 1350 °C серия кинетических опытов показала, что практически все изменения в химическом составе фаз происходят в первые 15 мин. Увеличение выдержки до 5 ч приводит только к укрупнению фаз. Учитывая это, мы проводили 10—20-минутные опыты при

температурах выше 1600 °C и 1—3-часовые при 1200—1400 °C. Таких выдержек достаточно для достижения равновесия между оливином, ортопироксеном и расплавом в отношении Mg и Fe. В то же время большой разброс содержаний Ca, Al, Na, Ti в минералах из одного опыта, особенно при низких температурах и высокой доле кристаллов, показывает, что в отношении этих элементов равновесие не устанавливалось. Однако в опытах вблизи ликвидуса, наиболее интересных с точки зрения генетических построений, составы минералов, видимо, близки к равновесным.

Кристаллические фазы и стекла анализировались на электронных микрозондах JEOL JXA-5A в ДВГИ ДВНЦ АН СССР и «Сатеса» Ms-46 в ИГЕМ АН СССР (аналитик Г. Н. Муравицкая). Определялись содержания девяти элементов — Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na и K, в некоторых случаях — еще Ni и Sr. В каждом образце каждая фаза снималась в 3—5 точках; если позволяли размеры, анализировались центр и края кристаллов с целью установления зональности.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Кристаллические фазы в наших опытах представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном. Отсутствие шпинели, отмечаемой в других работах, посвященных кристаллизации коматиитов (Arndt, 1976; Green e. a., 1975), объясняется, видимо, очень низким потенциалом кислорода и частичной потерей Sr за счет появления металлической фазы. По этой же причине силикатные фазы в наших опытах практически не содержат Ni, хотя его концентрация в исходных породах довольно велика (0.2 % в коматиитах обр. 127). Таким образом, строение близиквидусной области изученных пород определяется пересечением полей кристаллизации оливина, ромбического и моноклинного пироксена (рис. 68).

Ликвидусным минералом коматиита обр. 127 при всех давлениях является оливин. Его магнетиальность составляет примерно 0.95, он содержит 0.2—0.4 %

CaO и 0.1—0.15 %  $Al_2O_3$ . Ромбический пироксен появляется значительно ниже ликвидуса, но при повышении давления поле кристаллизации одного оливина сокращается. Магнетиальности сосуществующих оливина и ромбического пироксена примерно одинаковы, пироксен содержит около 2 % CaO, 2.7 %  $Al_2O_3$  при давлении 10 кбар и 2.6 % CaO, 4 %  $Al_2O_3$  при 20 кбар.

Ортопироксен на ликвидусе высокомагнетиального коматиитового базальта обр. 1774 появляется при давлении около 12 кбар. Магнетиальность ликвидусных фаз минералов равна примерно 0.9. Состав ортопироксена почти такой же, как в опытах с обр. 127. С понижением температуры при 10 кбар появляется моноклинный пироксен с низким содержанием CaO (13—15 %) и 2—4 %  $Al_2O_3$ . При 25 кбар вблизи ликвидуса отмечена кристаллизация двух пироксенов без оливина.

В коматиитовом базальте обр. 95/265 оливин исчезает с ликвидуса при давлении 10 кбар. Повышенное содержание Ca в этом образце ( $CaO/Al_2O_3 = 1.05$ ) приводит к ранней кристаллизации моноклинного пироксена, который сменяет оливин на ликвидусе. Этот пироксен представлен субкальциевым авгитом с 12—15 % CaO. Содержания  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  в нем составляют 5 и 1 % при давлении 20 кбар, 3.5 и 0.5 % при 10 кбар.

## УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ КОМАТИТОВЫХ МАГМ

В качестве исходного пункта для наших построений примем предположение о том, что коматиитовый расплав образуется в результате одноактного плавления мантийного перидотита. При этом допустим, что магма находится в области генерации достаточно долгое время в контакте с кристаллическим остатком, так что распределение всех компонентов между расплавом и минералами можно считать равновесным. Кроме того, предположим, что подъем магмы к поверхности осуществлялся достаточно быстро, так что химического взаимодействия расплава с вмещающими породами не происходило. В данном случае породы коматиитовой серии это — либо продукты кристаллизации первичного расплава, либо расплава, полученного путем дифференциации первичного в закрытой системе.

Отметим одно очень важное обстоятельство. Для коматиитовой серии вообще, и в частности для Восточной Карелии, характерно закономерное изменение состава пород в ряду коматиит—коматиитовый базальт, причем в широком диапазоне магнетиальностей (MgO более 12—14 %) все вариации хорошо описываются отделением или добавлением оливина к некоторому исходному расплаву. Эта особенность делает коматииты чрезвычайно привлекательными для изучения. С одной стороны, она позволяет очень легко учесть все изменения, обусловленные наложенными процессами (см. Рябчиков, Богатиков, 1984), с другой — известная схема дифференциации с участием одного оливина позволяет с большой достоверностью определить состав первичной мантийной выплавки. Если мы знаем состав дифференциата, первичный расплав находится добавлением некоторого количества оливина. Это количество, вообще говоря, не известно, но может быть оценено исходя из химического состава пород и вкрапленников оливина, иногда встречающихся в коматиитах.

Очевидно, некоторые из разновидностей коматиитов идентичны по составу чистому расплаву без фенокристаллов. В качестве таких разновидностей традиционно принимались породы со структурой спинифекс. Однако в последние годы было показано (Arndt, 1986; Barnes e. a., 1983), что породы с гигантскими параллельными пачками пластин оливина являются своеобразными кумулатами. Ближе всего к составу расплава, по мнению этих исследователей, располагаются породы с мелким беспорядочным спинифексом и мелкозернистая основная масса закалочных зон. Наиболее основные содержат 30—32 % MgO. Такие

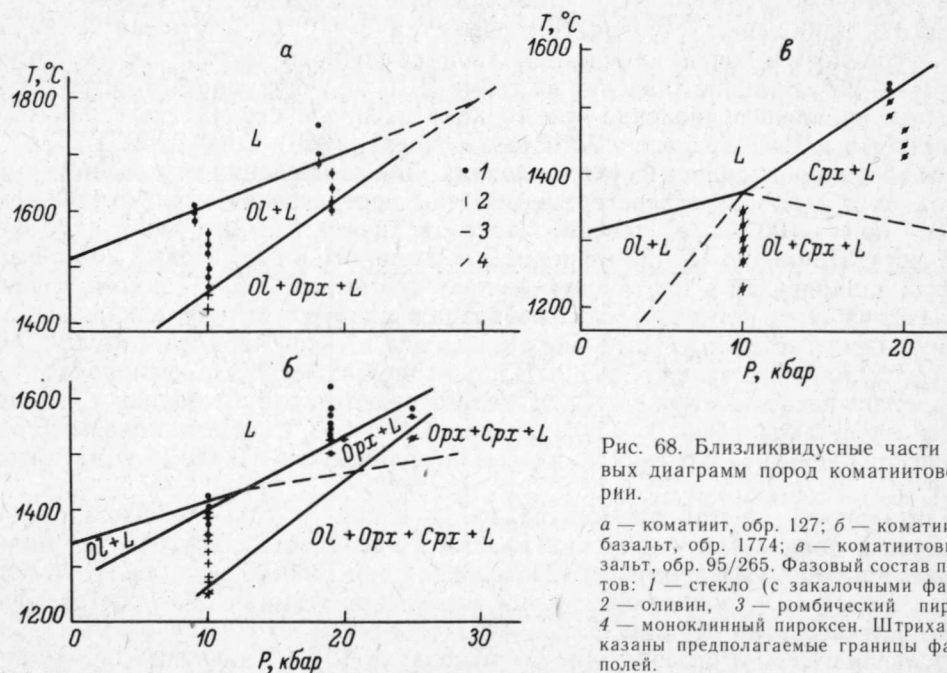


Рис. 68. Близиквидусные части фазовых диаграмм пород коматиитовой серии.

а — коматиит, обр. 127; б — коматиитовый базальт, обр. 1774; в — коматиитовый базальт, обр. 95/265. Фазовый состав продуктов: 1 — стекло (с закалочными фазами), 2 — оливин, 3 — ромбический пироксен, 4 — моноклинный пироксен. Штрихами показаны предполагаемые границы фазовых полей.



породы описаны во многих регионах, в том числе и в Карелии (Куликова, Куликов, 1981). С другой стороны, максимальная магнезиальность вкрапленников оливина в коматитах — 0.94 (Arndt, 1986; Green e. a., 1975) — также свидетельствует о том, что самые основные расплавы содержали не менее 30 % MgO. Учитывая это, в качестве модельного первичного расплава можно использовать либо составы наиболее магнезиальных некумулятивных пород, либо составы, содержащие около 30 % MgO, дифференциация которых приведет к образованию наблюдаемых составов коматиитовых базальтов.

Вопрос об условиях генерации этих крайних членов серии очень важен, поскольку он непосредственно связан с проблемой теплового режима Земли на ранних этапах ее развития. Широкое распространение коматиитов в архее и почти полное их отсутствие в более позднее время свидетельствуют в пользу необратимой эволюции температурного режима мантии. Параметры генерации мантийных расплавов дают количественную характеристику этого процесса. Состав расплава, выплавлявшегося в архее из мантии, видимо, близок к составу обр. 127, изученного нами экспериментально. Для этого образца определено положение линии ликвидуса и линии начала кристаллизации ромбического пироксена.

Задача заключается в том, чтобы оценить условия, при которых мог образоваться расплав коматиита обр. 127. Она может решаться различными способами. С одной стороны, если известен состав источника, можно искать химические аналоги коматиитов среди продуктов частичного плавления этого материала при разных давлениях. Подобные исследования проводились как экспериментально (Takahashi, Kushiro, 1983), так и теоретически (Рябчиков, Богатиков, 1984) и показали, что жидкости, близкие к коматиитам, образуются в результате высоких степеней плавления перидотитов при давлении 30—50 кбар. С другой стороны, если известен фазовый состав рестита, параметры генерации ограничиваются областью стабильности остаточной минеральной ассоциации на ликвидусе коматиита. Недостаток обоих этих способов состоит в том, что они предполагают знание состава исходного субстрата в отношении хотя бы некоторых элементов. Однако в случае коматиитов это обстоятельство не столь существенно, поскольку они характеризуются устойчивыми значениями отношений нелетучих литофильных элементов, близкими к хондритовым. Можно считать поэтому, что исходные расплавы серии образовались из примитивной или слабодифференцированной мантии. Состав такой мантии фиксируется составами примитивных нодулей шпинелевых лерцолитов (Sun, 1982) и в общем близок к пиролиту. Мы оперировали составом, оцененным Е. Ягуцом с соавторами (Jagoutz e. a., 1979), проверяя устойчивость полученных выводов по отношению к изменению состава источника.

Как уже говорилось выше, состав первичного коматиитового расплава может быть найден добавлением оливина к породам серии до содержаний MgO 30—32 %. Если продлить линию добавления оливина в более магнезиальную область, то оказывается, что она не проходит через точку состава примитивной мантии. Это может быть показано, в частности, на диаграмме MgO—mg (рис. 69, линия А). Составы, полученные таким образом, оказываются менее магнезиальными, чем примитивная мантия. Это означает, что состав мантии не может быть представлен в качестве суммы коматиита и некоторого количества оливина и, следовательно, исключает чисто дунитовый рестит при образовании коматиитов. Расплавы, которые образуются в результате плавления мантии с дунитовым реститом, располагаются на линии отделения оливина от мантии (рис. 69, линия В). Все составы, располагающиеся ниже этой линии, могут быть выплавлены из примитивной мантии только при сохранении в остатке ортопироксена и оливина. Составы, располагающиеся выше линии В, очевидно, не могут вообще быть получены в результате равновесного плавления мантии. Все коматииты располагаются ниже этой линии. Это означает, что коматииты в принципе

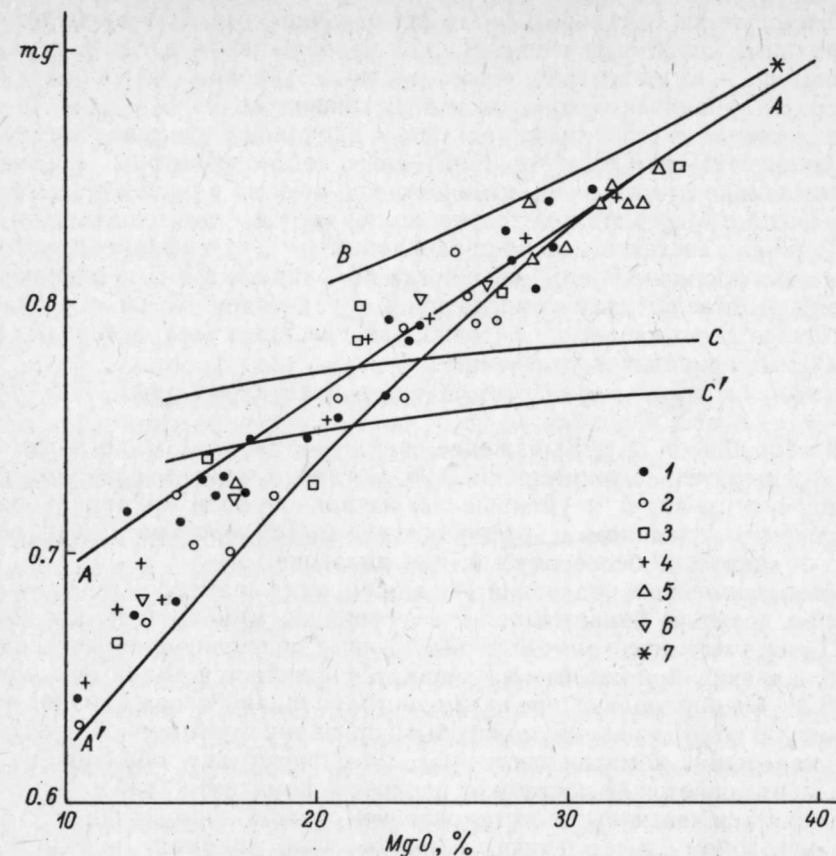


Рис. 69. Вариации содержаний MgO и магнезиальностей (атомное отношение  $Mg/(Mg+Fe_{\text{общ}})$ ) пород коматиитовой серии.

1 — Восточная Карелия; 2 — Канадский щит, архейские (Arndt e. a., 1977) и протерозойские (Francis e. a., 1981) породы; 3 — ЮАР, зеленокаменный пояс Барбертон (Viljoen, Viljoen, 1971; Nesbitt e. a., 1979); 4 — Зимбабве, зеленокаменный пояс Белингве (Nisbet e. a., 1977); 5 — Западная Австралия, блок Йилгари (Naldrett, Turner, 1977); 6 — Финляндия (Jahn e. a., 1980); 7 — примитивная мантия (Jagoutz e. a., 1979). Линия А — отделение и добавление оливина к расплаву с 32 % MgO (А—А — равновесная модель, А—А' — фракционная); В — линия отделения оливина от примитивной мантии; С — линия исчезновения клинопироксена при частичном плавлении примитивной мантии; С' — та же линия для мантийного состава  $cmg=0.88$ .

могут быть выплавлены из примитивного лерцолита, предложенного Е. Ягуцом с соавторами. Кроме того, поскольку линии А и В определяются добавлением и удалением оливина, они пересекаются только в точке чистого форстерита. А это означает, что первичные расплавы пород коматиитовой серии выплавлялись с гарцбургитовым реститом даже в том случае, если наиболее магнезиальные породы представляют продукты кристаллизации не первичных, а дифференцированных расплавов. При этом надо иметь в виду, что дифференциация здесь подразумевает только отделение оливина; это вполне приемлемо для коматиитов, но может не выполняться для других пород.

Вывод о гарцбургитовом рестите справедлив, очевидно, не только для мантийного лерцолита, предложенного Е. Ягуцом с соавторами, но и для любого состава, который располагается выше линии В. В эту область попадает большая часть модельных мантийных составов и примитивных лерцолитовых нодулей. Поэтому предложение о сохранении в остатке оливина и ортопироксена можно считать обоснованным. Таким образом, на основании баланса масс компонентов мы определили, что в зоне генерации коматиитовый расплав находился в равно-



весии с оливином и ортопироксеном. Это означает, что если наиболее высокомагнезиальные коматииты типа обр. 127 приближаются к составу мантийной выплавки, условия их генерации соответствуют условиям одновременной кристаллизации оливина и ортопироксена на ликвидусе.

Равновесие оливина и ортопироксена с расплавом описывается схематической реакцией:  $2\text{MgSiO}_3^{\text{px}} = \text{Mg}_2\text{SiO}_4^{\text{ol}} + \text{SiO}_2^{\text{L}}$ , согласно которой в первом приближении можно считать, что активность кремнезема в расплаве, равновесном с этими фазами, определяется только температурой и давлением. Для небольшого интервала составов можно предположить, что коэффициенты активности кремнезема в расплаве постоянны и тогда мольная доля  $\text{SiO}_2$  в расплаве также будет определяться только температурой и давлением. Статистическая обработка литературных данных по фазовым равновесиям в ультраосновных и основных системах приводит к уравнению

$$-\ln x_{\text{Si}}^{\text{L}} = (8.4949P + 84.0575) : T + 0.6726 + 0.04 \quad (1)$$

( $P$  — в кбар,  $T$  — в °K). Выражение сведено по 64 точкам, погрешность оценена для доверительного интервала 0.95. Согласно этому выражению, повышение давления приводит к уменьшению катионной доли кремния в расплаве, равновесном с оливином и ортопироксеном. Температура имеет обратный эффект, значительно более слабый, чем давление.

Прямое применение уравнения (1) для оценки параметров генерации может привести к довольно большим ошибкам (порядка 10 кбар). Но для коматиита обр. 127 мы имеем экспериментальные данные, позволяющие непосредственно оценить давление, при котором на ликвидусе появляется ромбический пироксен (рис. 68,а). Однако полученное путем экстраполяции фазовых границ значение давления (30 кбар) также не может быть признано правомерной оценкой параметров генерации коматиитового расплава, поскольку образцы из опытов несколько отличаются по составу от реального коматиита (табл. 31). Это отличие объясняется частичным восстановлением железа в наших опытах, приводящим к некоторому повышению катионной доли кремния (исходный состав обр. 127 имеет  $X_{\text{Si}} = 0.408$ , стекло из опыта при температуре выше ликвидуса — 0.421). Согласно уравнению (1), повышение катионной доли кремния на 0.01 понизит давление появления ортопироксена на ликвидусе на 5 кбар. В таком случае пироксен на ликвидусе реального коматиита обр. 127 должен появиться на 7 кбар выше, чем в опытах с частично восстановленным образцом. Тогда для этого расплава мы получаем параметры генерации  $P = 37$  кбар и  $T \approx 1800$  °C, что практически точно совпадает со значениями, рассчитанными И. Д. Рябчиковым и О. А. Богатиковым (1984) для среднего состава карельских коматиитов, весьма близкого к составу обр. 127. В случае если этот состав не является первичным, а уже претерпел некоторую дифференциацию, полученные оценки можно рассматривать в качестве минимальных.

## ГЕНЕЗИС КОМАТИИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ

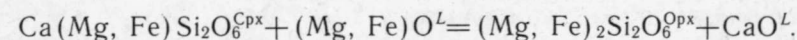
Теперь рассмотрим возможные механизмы образования непрерывного ряда пород, содержащих от 30 до 6—8 %  $\text{MgO}$ . Расположение этих пород вдоль линии отделения оливина (оливина и клинопироксена в случае низкомагнезиальных базальтов) от коматиитового расплава может свидетельствовать о том, что низкомагнезиальные члены серии являются дифференциатами исходной магмы, содержащей примерно 30 %  $\text{MgO}$ . В качестве альтернативного механизма предполагались различные степени плавления мантии, приводящие к образованию пород разной основности, дальнейшая дифференциация которых приводит к образованию непрерывного ряда пород (Arth e. a., 1977). Второй вариант подразумевает наличие первичных мантийных расплавов, содержащих менее 30 %

$\text{MgO}$ . В частности, высказывалось предположение о первичном характере коматиитовых базальтов с 17—18 %  $\text{MgO}$  (Hussain e. a., 1982; Arth e. a., 1977). Вопрос о том, какие расплавы могут быть первичными мантийными, имеет большое практическое значение, поскольку никелевые месторождения в коматиитах связаны, как правило, с наиболее магнезиальными примитивными породами (Marston e. a., 1981). Это объясняется быстрым удалением никеля из расплава при отделении оливина, причем поскольку коэффициенты разделения никеля между оливином и расплавом падают с ростом давления (Mysen, Kushiro, 1978), наиболее эффективным этот процесс будет вблизи поверхности.

Рассмотрим возможность выплавления сравнительно маломagneзиальных расплавов из примитивной мантии. Во-первых, отметим, что поскольку мантийный лерцолит имеет магнезиальность 0.89—0.9, расплавы, которые выплавляются из этого материала, должны иметь магнезиальность более 0.72 (мы приняли  $(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{L}} : (\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{ol}} = 0.33$  согласно результатам наших экспериментов). В случае коматиитовой серии это породы, содержащие больше 14 %  $\text{MgO}$  (рис. 69). Все коматиитовые базальты с менее чем 14 %  $\text{MgO}$  определенно являются дифференциатами, и теперь нас будут интересовать только более магнезиальные породы.

В первую очередь определим ассоциацию, остающуюся после гипотетического выплавления высокомагнезиального коматиитового базальта из мантии. Исходя из соображений, изложенных выше, это не может быть чистый дунит, поэтому нам остается выбирать между гарцбургитом ( $\text{Ol} + \text{Opx}$ ) и лерцолитом ( $\text{Ol} + \text{Opx} + \text{Crpx}$ ). Химический состав пород, в частности отношение  $\text{Ca}/\text{Al}$ , тяжелых редких земель к легким и т. п., свидетельствует в пользу гарцбургитового рестита. Это не относится к обедненным глиноземом коматиитам, подобным породам Барбертона, для которых химизм свидетельствует о сохранении в остатке граната. Карельские коматииты относятся к необедненным глиноземам с хондритовыми соотношениями некогерентных элементов. Однако целиком полагаться на эти отношения нельзя, поскольку небольшое количество клинопироксена в рестите может почти не изменить составы расплава в отношении большинства элементов.

Наши экспериментальные данные по близиквидусным равновесиям в коматиитовых базальтах (рис. 68,б,в) показывают, что подобные расплавы не равновесны с лерцолитовой ассоциацией ни при каком давлении. Но поскольку положения границ фазовых полей весьма чувствительны к изменению состава, необходимо проверить это и в отношении других пород коматиитовой серии. Равновесие двух пироксенов с расплавом можно в первом приближении описать реакцией



Согласно этой реакции, можно предположить, что для небольшого интервала составов отношение  $(X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}}) / X_{\text{Ca}}$  в расплаве, равновесном с двумя пироксенами, определяется температурой и давлением. Анализ литературных данных по экспериментам с участием орто- и клинопироксенов показывает, что действительно величина  $(X_{\text{Mg}}^{\text{L}} + X_{\text{Fe}}^{\text{L}}) / X_{\text{Ca}}^{\text{L}}$  увеличивается с ростом давления. Влияние температуры явно менее существенное. На основании 47 точек, включающих наши эксперименты и данные из литературы, получено уравнение регрессии

$$\ln [(X_{\text{Mg}}^{\text{L}} + X_{\text{Fe}}^{\text{L}}) X_{\text{Ca}}^{\text{L}}] = 0.025P + 0.452 \pm 0.2, \quad (2)$$

определяющее состав расплава, равновесного с двумя пироксенами.

В том случае, когда расплав равновесен с тремя минералами — оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами, его состав должен удовлетворять уравнениям (1) и (2). Исключая давление из этих уравнений, мы получаем выражение, связывающее  $X_{\text{Si}}$  и  $(X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}}) / X_{\text{Ca}}$  в расплавах, равновесных



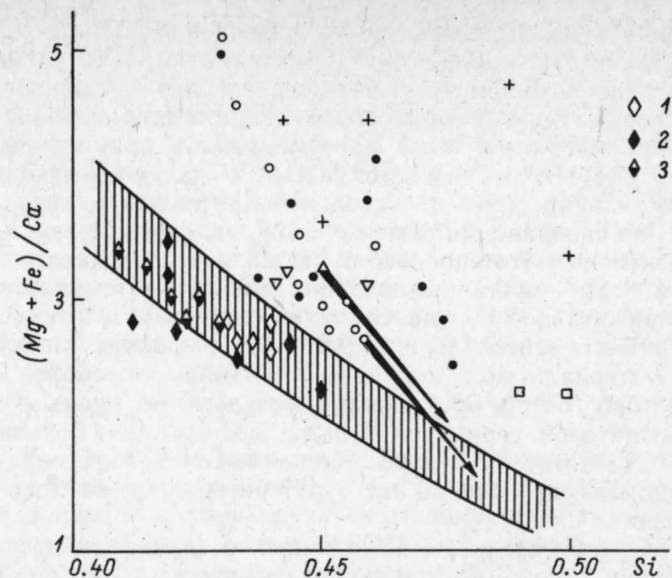


Рис. 70. Соотношения катионных долей Ca, Mg, Fe и Si в высокомагнезиальных базальтах.

1 — оценки первичных расплавов толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (Green, 1981; Irvine, 1977; Wright, 1984); 2 — фанерозойские пикриты и пикритовые базальты из разных регионов (Ramsay e. a., 1984; Clarke, 1970; Francis, 1985); 3 — коматиитовые базальты о-ва Горгона, Колумбия (Echeverria, 1980). Заштриховано поле составов расплавов, которые могут быть равновесны с лерцолитовой ассоциацией. Стрелками показано направление дифференциации для двух произвольно выбранных пород. Остальные условные обозначения см. рис. 69.

с лерцолитовой ассоциацией. Поскольку зависимости  $X_{Si}$  и  $(X_{Mg} + X_{Fe}) / X_{Ca}$  от давления — статистические и разброс значений довольно большой, мы получаем в плоскости  $X_{Si} - (X_{Mg} + X_{Fe}) / X_{Ca}$  поле составов, которые могут иметь на ликвидусе точку одновременной кристаллизации оливина и двух пироксенов (рис. 70). Все составы, которые попадают вне этого поля, не могут быть получены в ходе плавления перидотита с сохранением лерцолитового рестита. Обратное утверждение неверно, поскольку если состав попадает в заштрихованное на диаграмме поле, это не означает, что на ликвидусе такого расплава обязательно будет точка одновременного насыщения в отношении оливина и двух пироксенов. Кроме того, надо иметь в виду, что при выводе уравнений (1) и (2) использовались работы с составами, близкими к базальтовым. Поэтому их применение, например для сильнощелочных либо каких-то экзотических расплавов, может оказаться неправомерным.

На диаграмму рис. 70 нанесены составы типичных коматиитовых базальтов с  $mg > 0.72$  и 14—20 % MgO из различных регионов. Все эти составы без исключения располагаются выше поля лерцолитовой ликвидусной ассоциации. Составы с большим содержанием MgO располагаются еще дальше от него. Отметим, что первичные расплавы толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов, некоторые пикриты, а также коматиитовые базальты о-ва Горгона попадают в это поле. Действительно, для некоторых пикритов, которые могут представлять первичные расплавы толеитовых базальтов, показана возможность выплавления из мантии с сохранением лерцолитового парагенезиса (Elthon, Scarfe, 1984).

Направление линий отделения оливина на диаграмме  $X_{Si} - (X_{Mg} + X_{Fe}) / X_{Ca}$  вообще говоря, не определенное, поскольку зависит от весовых содержаний Ca, Mg и Fe. Однако рассчитанные линии дифференциации для двух произвольных, но достаточно типичных составов, изображенные на рис. 70, показывают, что отделение оливина приближает расплав к заштрихованному полю. Это означает,

что если дифференцированный расплав располагается выше этого поля, первичный заведомо не мог находиться в равновесии с лерцолитовым реститом. Таким образом, соотношения Si, Mg, Fe и Ca в коматиитовых базальтах показывают, что первичные магмы коматиитовой серии могли образоваться только в равновесии с оливином и ортопироксеном.

Этот вывод никак не связан с составом источника. Принимая далее какой-то конкретный состав мантии, можно ограничить область первичных расплавов. Будем, как и ранее, пользоваться составом, предложенным Е. Ягуцом с соавторами (Jagoutz e. a., 1979). Положение границы, разделяющей поля расплавов, образующихся с лерцолитовым и гарцбургитовым реститом, определяется совместным решением системы уравнений баланса масс компонентов, в которых масса клинопироксена принимается равной нулю, и условий равновесия всех трех минералов с расплавом (уравнения (1) и (2)). Положение этой границы для мантии Е. Ягуца и его соавторов показано на диаграмме  $mg - MgO$  (рис. 69, линия С). Расплавы, которые выплавляются из такой мантии с гарцбургитовым реститом, располагаются выше этой линии. Тогда для коматиитовой серии получаем, что первичными мантийными могут быть только расплавы, содержащие более 20—22 % MgO. Все остальные породы — определенно дифференциаты. Надо, однако, отметить, что положение этой линии весьма чувствительно к составу источника, и в первую очередь к магнезиальности исходного перидотита. Линия  $C^1$  на рис. 69 показывает, что снижение магнезиальности мантии до 0.88 (в мантии Е. Ягуца и др.  $mg = 0.896$ ) позволяет отнести к первичным расплавы с 16 % MgO. Но, видимо, магнезиальность мантии, из которой выплавлялись коматииты, была несколько выше, чем 0.88. Так, для того чтобы получить расплавы с 33.5 % MgO и  $mg = 0.95$  (породы такого состава со структурой спинифекс описаны в Западной Австралии — Naldrett, Turner, 1976), необходим перидотит с магнезиальностью не менее 0.885. Поэтому, видимо, можно считать, что первичные расплавы коматиитовой серии содержали не менее 20 % MgO.

В отношении более магнезиальных пород серии (20—30 % MgO) геохимические данные не позволяют установить механизм их образования. Ряд расплавов, располагающихся вдоль линии отделения оливина, может быть получен либо в ходе кристаллизационной дифференциации, либо за счет различных степеней плавления мантии при разных давлениях. При этом, варьируя условиями выплавления и дифференциации, можно добиться того, что два ряда расплавов, полученных таким образом, будут совершенно не различимы.

Кроме того, представляется вполне реальным, что процессы выплавления и дифференциации носили многоступенчатый характер. Очевидно, образование исходных расплавов могло происходить при различных степенях плавления в некотором интервале давлений. Это дает определенный ряд расплавов, дальнейшая дифференциация которых приводит к образованию серии пород, причем отделение оливина могло происходить как при подъеме к поверхности, так и в промежуточных магматических камерах. Заключительные этапы дифференциации должны были проходить при невысоких давлениях, обеспечивающих стабильность оливина на ликвидусе расплавов с 12 % MgO (менее 5 кбар).

## ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ КОМАТИИТОВОЙ СЕРИИ ВОСТОЧНОЙ КАРЕЛИИ

До сих пор все наши выводы были получены на основании изучения поведения главных петрогенных элементов. Приложение полученных закономерностей к другим элементам позволяет провести проверку наших построений. Надо сказать, что такая проверка носит несколько односторонний характер, поскольку если модель хорошо описывает вариации содержаний элемента, это еще не озна-

чает, что природный процесс проходил по той же схеме. Однако сходимость по большому числу элементов делает такое предположение более вероятным.

В нашем распоряжении имеются анализы на элементы-примеси ряда пород коматитовой серии Восточной Карелии (табл. 32), выполненные сотрудником Лондонского колледжа (Великобритания) П. Саддеби (рис. 71). Анализы получены методом высокочастотной индукционной плазменной спектроскопии (Walsh e. a., 1981).

Таблица 32

Содержания редких элементов (в г/г) в породах коматитовой серии Восточной Карелии

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
	127-20	127-4	127-8	919	96/265	52	8039
Ba	15	25	35	40	35	25	15
Be	—	0.1	—	0.2	0.1	—	0.1
Cr	1150	2380	1920	2430	1220	670	420
Cu	10	20	35	40	40	70	20
Ni	2000	1400	1550	680	250	390	185
Sr	10	10	10	70	75	45	90
V	90	115	100	200	200	200	200
Zn	30	190	125	80	75	90	90
Zr	—	15	15	—	20	20	40
Y	3.0	3.96	5.33	12.60	9.80	13.70	15.50
La	1.00	0.50	1.10	3.30	1.10	0.70	1.50
Ce	2.10	1.80	3.00	8.70	2.60	2.80	5.00
Pr	0.29	0.47	0.56	1.77	0.72	0.59	0.95
Nd	0.99	1.30	1.93	7.05	2.64	2.28	2.86
Sm	0.27	0.46	0.67	1.89	0.83	0.86	1.32
Eu	0.08	0.14	0.26	0.52	0.35	0.32	0.50
Gd	0.15	0.39	0.70	1.90	1.07	1.27	1.72
Dy	0.53	0.61	0.83	2.18	1.60	2.05	2.32
Ho	0.09	0.12	0.16	0.41	0.31	0.42	0.46
Er	0.34	0.38	0.44	1.27	1.01	1.37	1.30
Yb	0.40	0.43	0.43	1.28	1.06	1.47	1.45
Lu	0.06	0.05	0.06	0.19	0.16	0.23	0.24

Таблица 32 (продолжение)

Элементы	8	9	10	11	12	13
	49	5-1	7010-3	7010	345-4	1774
Ba	185	75	30	25	10	225
Be	0.2	0.5	0.3	0.1	—	0.1
Cr	470	520	440	380	2480	1830
Cu	25	95	95	85	40	95
Ni	250	190	180	170	620	540
Sr	120	125	115	90	25	200
V	240	240	250	260	170	170
Zn	105	95	95	85	70	80
Zr	25	50	40	45	20	45
Y	14.60	18.90	19.00	20.00	4.27	12.30
La	0.60	3.40	1.80	5.00	2.10	7.90
Ce	2.20	7.1	3.90	7.30	5.50	15.90
Pr	0.77	1.59	1.00	1.40	0.97	2.43
Nd	2.38	5.89	4.11	5.31	2.50	9.37
Sm	0.90	1.81	1.58	1.72	0.60	2.06
Eu	0.38	0.59	0.62	0.69	0.06	0.66
Gd	1.31	2.30	2.16	2.31	0.42	1.96
Dy	2.12	2.92	2.97	3.07	0.71	2.02
Ho	0.46	0.59	0.59	0.61	0.13	0.37
Er	1.46	1.80	1.98	1.89	0.47	1.15
Yb	1.57	1.85	1.86	1.94	0.65	1.15
Lu	0.25	0.29	0.30	0.31	0.10	0.17

Таблица 32 (продолжение)

Элементы	14	15	16	17	18	19
	1782	3516	918-2	345-18	—	—
Ba	175	450	670	235	10	18
Be	0.3	0.4	0.5	0.3	—	—
Cr	1840	1330	1220	980	998	267
Cu	85	35	170	50	323	346
Ni	580	490	330	185	1134	191
Sr	170	130	450	245	13	17
V	180	180	180	220	143	254
Zn	85	85	180	95	267	219
Zr	45	45	60	50	51	74
Y	12.10	13.40	12.60	19.00	—	—
La	7.40	9.30	11.20	11.40	—	21.5
Ce	14.40	17.90	19.30	32.30	—	37.5
Pr	2.36	2.60	2.89	3.22	—	—
Nd	8.94	9.60	11.04	11.98	—	—
Sm	1.97	1.99	2.29	2.77	—	7.6
Eu	0.64	0.73	0.73	0.90	—	1.3
Gd	1.89	2.00	2.01	2.90	—	—
Dy	2.06	2.15	2.10	2.93	—	—
Ho	0.39	0.41	0.39	0.58	—	—
Er	1.21	1.27	1.21	1.67	—	—
Yb	1.17	1.22	1.19	1.71	—	2.0
Lu	0.17	0.19	0.19	0.27	—	0.4

Примечание. 1—11 — архейские породы; 12—17 — протерозойские; 18—19 — породы печенгского комплекса (нижний протерозой) из разреза Кольской сверхглубокой скважины (Кольская сверхглубокая, 1984); 18 — пикрит (21.9 % MgO), 19 — пикритовый метапорфирит (16.5 % MgO).

Поскольку, как мы установили, процессом, ответственным за образование пород серии, является кристаллизационная дифференциация, мы вправе ожидать, что и элементы-примеси расположатся вдоль линии отделения оливина от высокомагнезильного расплава. При этом из всех проанализированных элементов только Ni и Cr входят в заметных количествах в оливин. Для остальных элементов коэффициенты разделения между оливином и расплавом можно считать равными нулю, и их вариации при кристаллизации оливина определяются простым соотношением, справедливым как для фракционной, так и для равновесной кристаллизации:  $C_i^L = C_i^0 \alpha_L$ , где  $C_i^L$  и  $C_i^0$  — весовые концентрации элемента  $i$  в дифференцированном и исходном расплаве,  $\alpha_L$  — весовая доля остаточного расплава. В случае никеля константа разделения между оливином и расплавом заметно больше единицы и к тому же зависит от состава (Arndt, 1976). Для расчетов пути дифференциации мы пользовались следующей эмпирической зависимостью, выведенной Дж. Джоунсом (Jones, 1984):  $X_{Ni}^{01}/X_{Ni}^L = 3.92 X_{Mg}^{01}/X_{Mg}^L - 5.30$ , где  $X$  — соответствующая катионная доля. Для Cr коэффициент разделения близок к единице (Allegre e. a., 1977).

Отметим сразу, что вариации всех элементов-примесей не противоречат модели фракционирования оливина в случае соблюдения некоторых дополнительных условий, на которых и остановимся более подробно.

В случае никеля мы имеем возможность различить фракционную и равновесную кристаллизацию. Вариации содержаний этого элемента практически идеально ложатся на линию равновесной кристаллизации (рис. 71, а) — свидетельство того, что расплав находился долгое время в контакте с осаждающимся из него оливином. Кроме того, никель очень чутко реагирует на появление сульфидов, и расположение вдоль линии оливинового контроля свидетельствует о том, что в процессах дифференциации сульфиды участия не принимали.

В отличие от никеля изменения концентраций хрома не могут быть объяснены только осаждением оливина. Очень быстрое падение содержаний Cr в породах



с менее 20 % MgO (рис. 71, б) свидетельствует об участии хромшпинелидов в процессах дифференциации. При этом очень высокие концентрации хрома в шпинели приводят к тому, что отделение совсем небольшого количества этого минерала приведет к почти полному извлечению хрома, но практически не изменит содержаний других элементов. В отношении когерентных элементов (Ni, Cr) архейские и протерозойские породы не различимы.

Что касается некогерентных элементов, их вариации могут быть объяснены в рамках нашей модели только в том случае, если принять, что первичные рас-

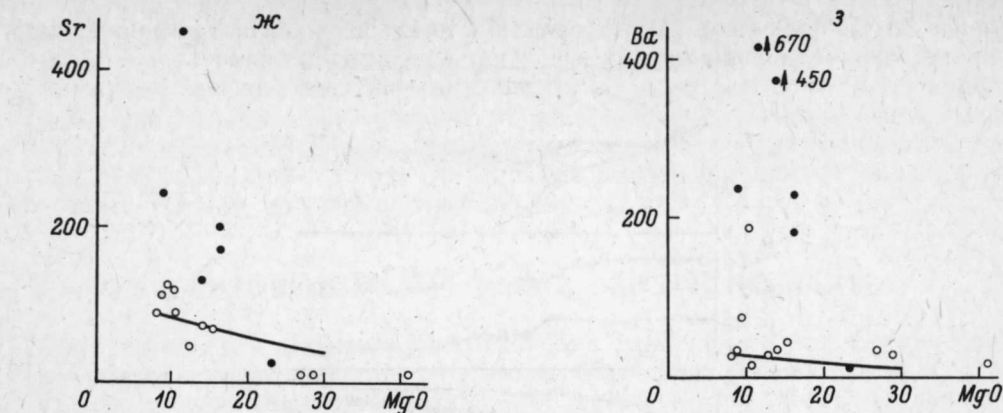
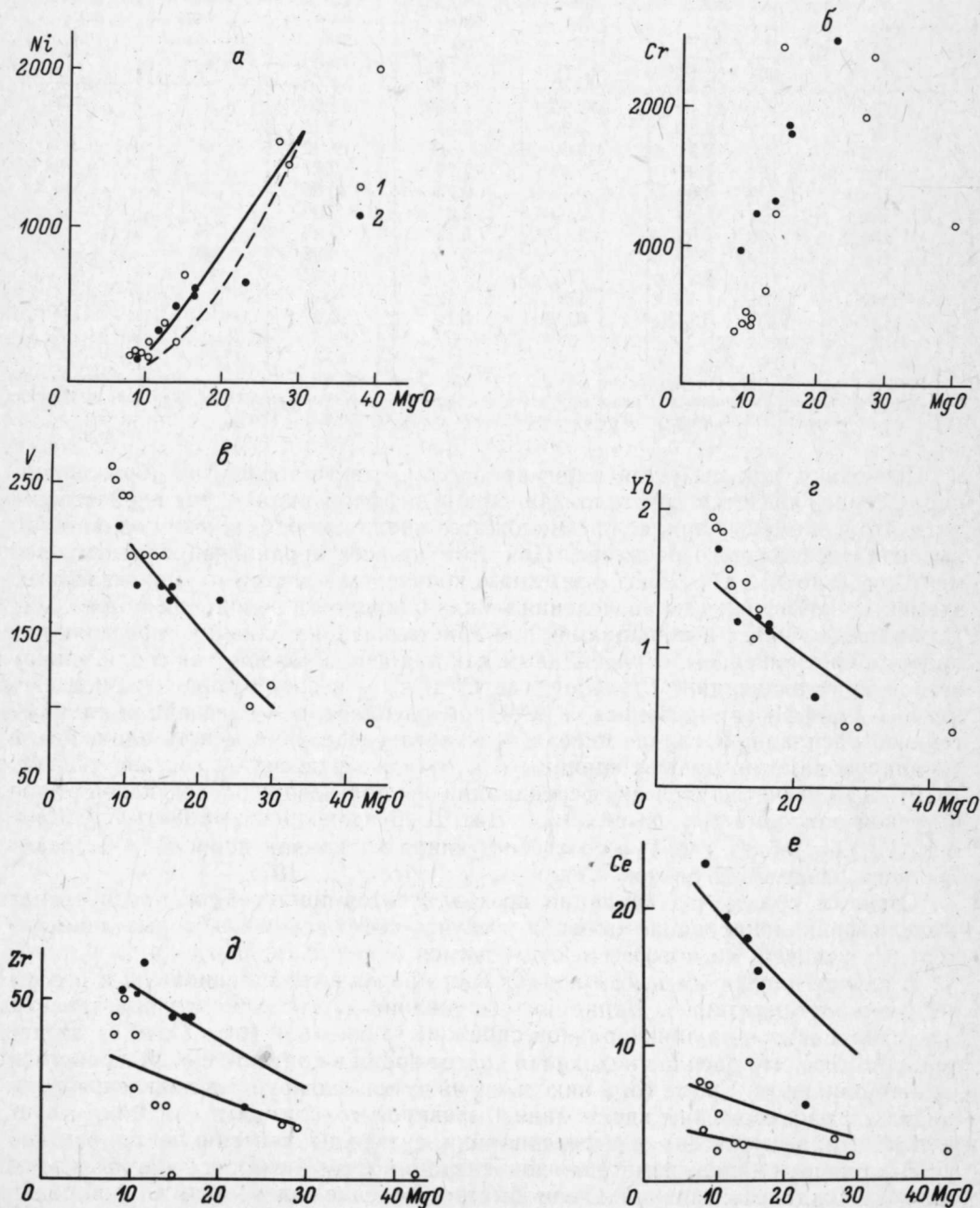


Рис. 71. Концентрация элементов-примесей (в г/т) в породах коматитовой серии Восточной Карелии в зависимости от содержания MgO (в %).

Породы: 1 — архейские, 2 — протерозойские. Сплошные линии — изменение состава жидкости в результате равновесной кристаллизации оливина из расплава с 30 % MgO, штриховая — фракционная кристаллизация оливина.

плавы архейского и протерозойского возраста несколько отличались по составу. Эти различия заключаются в повышенных содержаниях элементов с высокой степенью некогерентности (Ba, Sr, Zr, легкие РЗЭ) в протерозойских породах (рис. 71). Умеренно некогерентные элементы (Y, V, тяжелые РЗЭ) характеризуются одинаковыми концентрациями при равных содержаниях MgO (рис. 71). При этом отношение содержаний некогерентных элементов в архейских породах близко к значениям, принимаемым для примитивной мантии (Jagoutz e. a., 1979), которые примерно соответствуют хондритовым. Протерозойские породы оказываются обогащенными относительно этих примитивных пород, причем степень обогащения падает в ряду  $Ba > Ce > Sr > Zr$ . Умеренно некогерентные элементы в протерозойских породах характеризуются теми же хондритовыми соотношениями, что и архейские. Разница между двумя типами расплавов очень хорошо видна на диаграммах нормализованных содержаний РЗЭ (рис. 72). Детальное рассмотрение спектров РЗЭ показывает, что среди архейских пород в свою очередь также можно выделить две группы — с хондритовыми соотношениями (сюда мы отнесли также два образца с незначительным обеднением тяжелыми РЗЭ — обр. 919 и 127-8) и породы, относительно обедненные легкими РЗЭ. Разница между этими породами не столь велика, как между архейскими и протерозойскими, однако она подтверждается также и пониженным отношением  $Zr/Y$  в породах, обедненных легкими РЗЭ (рис. 73). В противоположность протерозойским, обогащенным максимально некогерентными элементами, эти породы оказываются обедненными теми же элементами, правда, в заметно меньшей степени.

Таким образом, по элементам-примесям мы выделили три группы пород. По главным петрогенным элементам эти породы совершенно не различимы, и, кроме того, первичные расплавы для всех них содержали не менее 20 % MgO. Очевидно, что и первичные расплавы будут характеризоваться теми же особенностями, поскольку их составы можно представить в виде суммы дифференцированных серий пород и оливина. Как мы установили выше, состав мантии может быть найден как сумма примитивного коматитового расплава, оливина и ортопироксена. По отношению к проанализированным некогерентным элементам ромбический пироксен ведет себя аналогично оливину (Allegre e. a., 1977). Это означает, что отношения некогерентных элементов в источнике идентичны значениям, характеризующим первичные коматитовые магмы. Следовательно, для каждой из трех групп пород мы должны допустить свой состав

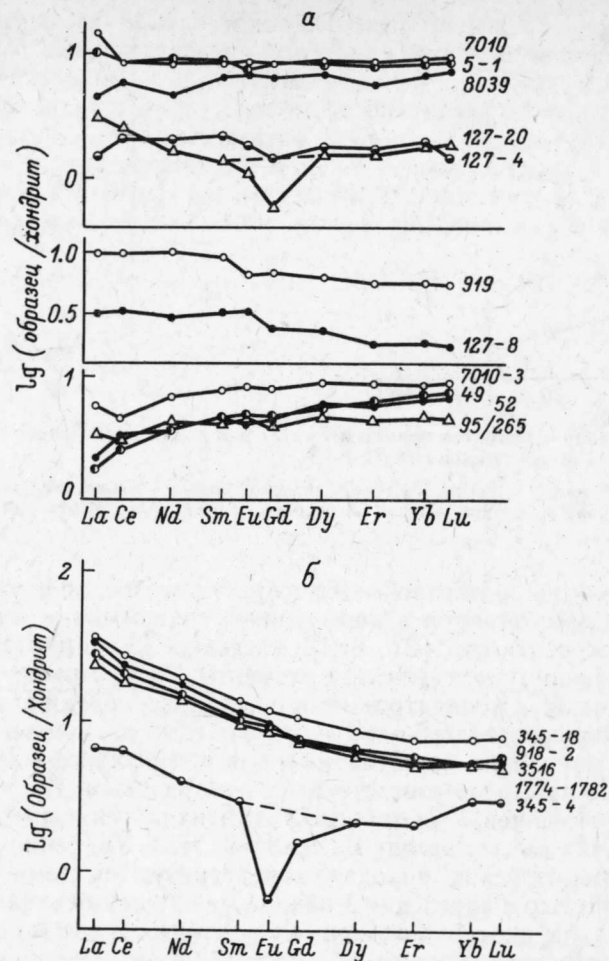


Рис. 72. Нормализованные к хондритовым (Nakamura, 1974) содержания РЗЭ в породах коматиитовой серии Восточной Карелии.

Породы: а — архейские, б — протерозойские.

мантии в отношении микрокомпонентов. Причем по содержаниям главных петрогенных и когерентных элементов эти составы, видимо, почти не различаются. По наиболее некогерентным элементам мы выделяем примитивную, обедненную и обогащенную мантию.

Помимо химической гетерогенности источника отношения элементов в коматиитах могут быть модифицированы за счет контаминации коматиитовых расплавов породами коры (Huppert e. a., 1984) либо в результате смешения с другими расплавами (Arndt, Hespitt, 1984). Однако эти процессы должны приводить к заметному изменению соотношений и содержаний когерентных и умеренно

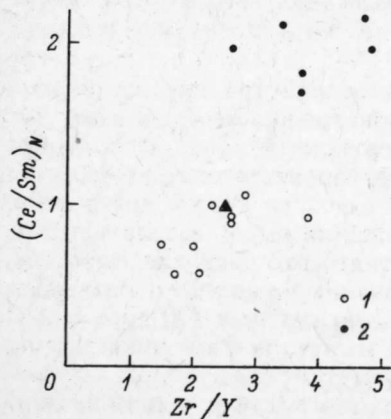


Рис. 73. Диаграмма  $Ce/Sm-Zr/Y$  для пород коматиитовой серии Восточной Карелии.

1 — архейские породы, 2 — протерозойские; треугольник — примитивная мантия (Jagoutz e. a., 1979).

некогерентных элементов, чего в нашем случае не наблюдается. Поэтому, если контаминация и имела место, она не являлась ведущим процессом, определяющим химическое разнообразие пород. На ее счет можно отнести, возможно, повышенные содержания некогерентных элементов по сравнению с линией отделения оливина в низкомагнезиальных породах (менее 12 %  $MgO$ ). Однако эта особенность может быть также следствием участия клинопироксена и плагиоклаза в процессах дифференциации.

## КОМАТИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ

В результате проведенного исследования пород коматиитовой серии Карелии мы получили некоторую информацию относительно теплового режима и химического состава магмогенерирующих областей. В заключение остановимся на интерпретации этих данных с точки зрения глобальных процессов, происходивших в подкорковых зонах Земли.

По-видимому, можно считать установленным тот факт, что в архее существовали расплавы, содержащие до 32 %  $MgO$  и имевшие на поверхности температуру около 1650 °С. Протерозойские некумулятивные вулканы содержат, как правило, не более 17—18 %  $MgO$ . Однако, как мы установили, первичные расплавы протерозойских пород коматиитовой серии содержали не менее 20 %  $MgO$  и, следовательно, имели температуру при 1 атм не менее 1420 °С. Наконец, современные толеитовые базальты, видимо, образуются при дифференциации расплавов с 16—17 %  $MgO$  с температурой ликвидуса 1350 °С при атмосферном давлении (Green, 1981). Все эти породы являются продуктами различных степеней плавления мантии, причем их развитие носит глобальный характер, поэтому температурные оценки могут характеризовать положение в мантии в среднем.

Простое сравнение температур показывает, что архейские магмы были по меньшей мере на 300 °С горячее современных. Можно несколько понизить температуру кристаллизации коматиита, если предположить, что расплав содержал значительное количество воды (Allegre, 1982). Однако экспериментальные, геохимические и геологические данные свидетельствуют об относительной сухости коматиитовых магм (Green, 1981). Во всяком случае, расплавы архейских коматиитов содержали, по-видимому, не больше летучих, чем современные толеитовые базальты, поэтому разница в температурах фанерозойских и архейских магм не может быть таким образом существенно уменьшена. Если принять во внимание теплоту выплавления магм, различие в температурах мантии будет еще больше.

Прямое заключение из этих данных о том, что архейская мантия была на 300 °С горячее современной, приводит к некоторым противоречиям. В частности, очень высокий геотермический градиент не подтверждается данными по геотермобарометрии архейских гранулитов (Bickle, 1978). Кроме того, если современная геотерма пересекает солидус мантийного перидотита в зоне пониженных скоростей, то повышение температуры на 300 °С привело бы примерно к 10 %-му плавлению на глубине около 150 км (Рингвуд, 1981, с. 150). При такой степени плавления расплав очень легко обособится от кристаллов (McKenzie, 1985). Удаление этого расплава приведет к очень быстрому остыванию мантии. Некоторая устойчивость такой горячей мантии может быть обеспечена только в том случае, если жидкость не будет удаляться из зоны плавления, что возможно в случае, если она будет более плотной, чем материал кристаллического остатка. В результате мы приходим к гипотезе Е. Нисбета и Д. Уолкера (Nisbet, Walker, 1982) о существовании в архее полностью расплавленного слоя в мантии, основанной на предполагаемой инверсии плотностей.

Несколько более правдоподобным кажется представление о сравнительно



холодной архейской мантии, которая лишь немного горячее современной (Green, 1975, 1981). Очень высокие температуры, необходимые для генерации коматиитов, реализуются в этом случае за счет более интенсивной конвекции и быстрого подъема горячих мантийных диапиров. Численные эксперименты, проведенные Г. Джарвисом и Я. Кэмпбелом (Jarvis, Campbell, 1983), показывают, что уже при повышении средней температуры мантии на 100 °C локально будут существовать условия для выплавления коматиитов. В этом случае коматиитовые расплавы будут образовываться в восходящих мантийных струях за счет декомпрессии. Плавление при этом начинается, естественно, значительно раньше, чем это следует из наших оценок. По расчетам Я. Кэмпбела и Г. Джарвиса (Campbell, Jarvis, 1984), жидкость начинает появляться на глубине 400—500 км. При таких условиях близосolidусный расплав по составу приближается к коматииту (Takahashi, Scarfe, 1985) и превосходит по плотности остаточную минеральную ассоциацию. Такое обратное соотношение плотностей сохранится до глубины примерно 200 км (Ohtani, 1984). К этому моменту степень плавления в поднимающемся мантийном материале будет достаточно большой для того, чтобы произошло отделение расплава от кристаллов. Однако из-за малой разности в плотностях расплав и кристаллический материал еще некоторое время будут подниматься с одинаковой скоростью, причем объем расплава будет увеличиваться за счет продолжающегося плавления мантийного перидотита. И только на глубине 100—150 км происходит окончательное отделение жидкости. Эта глубина и фиксируется нами по равновесию расплава с остаточной минеральной ассоциацией. Согласно такой модели, главное отличие архейской тектоники от современной состоит в более интенсивной мантийной конвекции и, соответственно, более активной магматической деятельности (Green, 1981).

Обратимся теперь к химической стороне вопроса. Опираясь на факт гетерогенности мантии по содержаниям элементов-примесей, попробуем определить характер и причины такой неоднородности.

Подобно карельским, большинство архейских коматиитов и толеитовых базальтов характеризуются обеднением легкими редкими землями и другими сильно некогерентными элементами (Sun, 1984, e. a.). Эта особенность наблюдается также и в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов. Источники всех этих пород имели сходные геохимические и изотопные характеристики, но со временем степень обедненности некогерентными элементами, видимо, возрастает (Dyre e. a., 1984; Patchett e. a., 1981). При этом изотопные данные для коматиитов Канадского щита свидетельствуют о том, что источник соответствующих расплавов был обеднен за несколько сотен миллионов лет до извержения (Dyre e. a., 1984). Эти факты позволяют предположить, что коматииты и толеитовые базальты срединно-океанических хребтов образовались за счет плавления конвектирующей мантии, из которой все время происходит удаление наиболее некогерентных элементов.

Причиной такого постоянного обеднения может быть удаление расплавов из мантии, которое действительно происходило непрерывно на протяжении геологической истории. Однако высокие степени плавления, необходимые для генерации базальтовых и коматиитовых магм, сформировавших раннюю земную кору, не могут привести к заметному изменению отношений сильно некогерентных элементов (легкие РЗЭ, Ba, Sr) между собой и по отношению к умеренно некогерентным (тяжелые РЗЭ, Ti, Y). Для этого необходимо удаление жидкости, полученной при 1—5 %-м плавлении перидотита. Низкая вязкость подобных расплавов обеспечивает их высокую миграционную способность (McKenzie, 1985). Однако небольшие объемы выплавки, по-видимому, должны приводить к тому, что такие расплавы будут задерживаться в нижних частях литосферы. В результате самые верхние части мантии, не участвующие в конвекции, будут характеризоваться относительным обогащением максимально некогерентными

элементами. К такому же результату приведет перемещение флюида, поскольку растворимость РЗЭ в воде падает с уменьшением давления (Mysen, 1978). Постоянное конвективное перемешивание приводит к гомогенизации мантийного резервуара, хотя некоторая изотопная и химическая неоднородность может сохраняться, видимо, достаточно долго (Sun, 1984; Patchett e. a., 1981; Dyre e. a., 1984, и др.).

Вся эта схема могла бы считаться чисто умозрительной, если бы она не находила подтверждения в существовании пород коматиитовой серии, обогащенных легкими редкими землями. Такие породы, видимо, довольно обычны в докембрийских кратонах. Кроме Карелии они описаны в Южной Америке (Jahn, Schrank, 1983; Gruau e. a., 1985), блоке Пилбара (Green, 1981) и Иилгарн (Redman, Keays, 1985), Западной Австралии. Помимо спектров РЗЭ они отличаются от обычных архейских еще некоторыми особенностями. По содержаниям MgO они, как правило, не доходят до коматиитов, ограничиваясь 14—18 % (только во Французской Гвиане (Gruau e. a., 1985) описаны подобные породы с 22 % MgO). Австралийские базальты, обогащенные легкими РЗЭ, характеризуются также повышенными содержаниями SiO<sub>2</sub> и отношением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>, что приближает их к бонинитам (Sun, 1984). Кроме того, эти породы либо завершают разрез зеленокаменных поясов (Австралия), либо приурочены к самостоятельным структурам более позднего возраста (Южная Америка и Карелия). В любом случае в момент их образования в регионе существовала довольно мощная кора.

Все эти особенности легко объяснимы с точки зрения предполагаемой схемы вертикальной расслоенности мантии. Во-первых, наличие мощной коры приводит к тому, что отделение оливина от первичного коматиитового расплава в большой степени происходит еще в магматическом канале, поэтому на поверхность поступают уже в значительной мере дифференцированные магмы (Hupert, Sparks, 1985). Первичные расплавы протерозойских пород, как было показано выше, должны содержать более 20 % MgO. Расплавы с 20—22 % MgO могут быть получены на глубинах 60—90 км. В случае, если геотермический градиент в докембрии был близок к современному, мощность литосферы должна была быть примерно такой же — 90 км (Green, 1981). Тогда в процессах генерации протерозойских коматиитов мог участвовать материал нижних частей литосферы, и это в результате приводило к их обогащению максимально некогерентными элементами. Перемещению области генерации расплавов в верхнюю, обогащенную, зону мантии способствовало также увеличение мощности литосферы, происходившее за счет развития земной коры и общего остывания мантии.

Таким образом, данные по геохимии пород коматиитовой серии могут свидетельствовать помимо мелкомасштабной гетерогенности и о химическом расслоении верхней мантии в отношении микрокомпонентов, произошедшем на ранних этапах развития Земли.

## Выводы

Модели термического и химического режима мантии Земли в докембрии, изложенные в последнем разделе данной главы, в очень большой степени гипотетичны. Очевидно, можно предположить и другие схемы эволюции магматизма. Однако некоторые положения, полученные в результате комплексного исследования коматиитов Карелии, можно считать вполне достоверными, и любые дальнейшие теоретические построения должны, в принципе, учитывать их. Эти положения сводятся к следующему.

1. Расплавы коматиитов с 30—32 % MgO формировались в результате примерно 50 % плавления примитивной мантии с сохранением в остатке оливина и ортопироксена. Отделение этих магм от кристаллического рестита происходило при давлении 35—40 кбар и температуре 1750—1800 °C.

2. Расплавы с содержаниями  $MgO$  менее 30 % могут быть как дифференциатами первичных коматиитовых магм, так и продуктами меньших степеней плавления мантии. В любом случае мантийные магмы образовались в равновесии с гарцбургитовым реститом. Если при этом магнезиальность мантии составляла не менее 0.89, то недифференцированные расплавы должны содержать более 20 %  $MgO$ . Все остальные породы образуются в результате отделения оливина (на поздних стадиях также пироксена и плагиоклаза) от исходного коматиитового расплава.

3. Архейские и протерозойские коматииты выплавлялись из химически различных источников. Архейская мантия характеризуется примерно хондритовыми отношениями нелетучих литофильных элементов с некоторым обеднением легкими редкими землями и другими высоко некогерентными элементами. Области мантии, из которой выплавлялись протерозойские коматииты, заметно обогащены этими элементами. В отношении главных петрогенных, а также когерентных и умеренно некогерентных примесных элементов эти источники, видимо, практически идентичны. Возможным процессом, обеспечивающим такое перераспределение элементов, является перемещение небольших порций расплава или флюида.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокомагнезиальный вулканизм в раннем докембрии Балтийского щита получил широкое площадное и временное распространение. Первые его проявления, вероятно, следует связывать с саамской раннеархейской эпохой (древнее 3.5 млрд. лет). Учитывая большую сложность в изучении первичной природы образований саамского комплекса, трудно определить и геодинамическую обстановку его проявления. По-видимому, она отвечала режиму формирования так называемых первичных зеленокаменных поясов с возрастом более 3.5 млрд. лет типа Барбертона. Реликты этих поясов следует искать в пределах древнейших блоков восточной части Балтийского щита (например, Водлозерского), степень изученности которых в этом регионе пока невысокая.

Следующей эпохой высокомагнезиального вулканизма явилась лопийская (позднеархейская — 3.5—2.6 млрд. лет). Она характеризовалась заложением зеленокаменных поясов рифтогенного типа, близкого известной в Северной Америке системе «хребтов и бассейнов» или рассредоточенного рифтогенеза (Милановский, 1983). Эта система, вероятно, являлась составной частью Восточно-Европейского зеленокаменного суперпояса (Куликов и др., 1984), протягивавшегося в субмеридиональном направлении от Черного до Баренцева морей на расстояние более 3 тыс. км и объединяющего зеленокаменные пояса Среднеприднепровской, Курской, Тверской (?), Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей. Для лопийской эпохи характерно значительное развитие коматиитов и коматиитовых базальтов, которые составляют более 7 % объема супракрустальных образований. В разрезах сохранившихся структур лопийских зеленокаменных поясов коматиитовые серии приурочены к разным их частям, преимущественно концентрируясь в нижней половине, в отличие от раннеархейских поясов типа Барбертон, где коматиитовая серия начинается с разреза. На Балтийском щите ей предшествуют в разных структурах толеитовая или известково-щелочная серия, а иногда и та и другая вместе.

Появление более легкоплавких продуктов (андезиты, дациты) на ранних стадиях развития зеленокаменных поясов (Водлозерско-Сегозерский, Суомусалми-Кухмо и др.) свидетельствует, по-видимому, о вовлечении коровых образований в процессы плавления. В ряде структур кислые и средние вулканы, вероятно, формировались за счет переплавления саамской протокры.

Намечающаяся цикличность в строении зеленокаменных поясов лопия и появление толеитов и коматиитов на двух уровнях подчеркивают пульсационный характер развития этих структур и вероятную миграцию источника магматических расплавов. Геохимические характеристики лопийских коматиитовых пород также свидетельствуют о близости их источника к составу примитивной мантии при некоторой тенденции к обеднению максимально несовместимыми элементами (легкие РЗЭ, Zr и др.). В этом плане высокомагнезиальные магмы Балтийского щита обнаруживают сходство с коматиитами аналогичного возраста из других регионов земного шара и отражают, вероятно, геохимические особенности определенного этапа в развитии обедненного сильно несовместимыми элементами глобального мантийного резервуара, являющегося в настоящее время источником толеитовых базальтов срединных океанических хребтов.



На основании полученных экспериментальных данных были оценены параметры формирования коматиитовых расплавов Сумозерско-Кенозерского пояса: давление 35–40 кбар, степень плавления приблизительно 50 %, температура около 1800 °С. Близкие параметры магмаобразования, судя по макроэлементному составу, были, вероятно, характерны и для других зеленокаменных поясов Балтийского щита.

Карельская эпоха (2.6 — 1.65 млрд. лет) характеризуется разнообразием тектонических режимов в разных регионах щита и многообразием проявления высокомагнезиального вулканизма.

Обращает на себя внимание пространственная приуроченность коматиитового вулканизма в основном к трем рифтогенным структурам (Имандра-Варзугская, Лапландская и Ветреного Пояса), расположенным на стыках Беломорского геоблока с Карельским на юго-западе и Кольским на северо-востоке. Пик высокомагнезиального магматизма карелия приходится на лудиковийское (суйсарское) время как в Карельском, так и в Кольском геоблоках. Однако в Печенгско-Варзугской зоне, имеющей наиболее полные разрезы карелия, он проявлялся многократно (сумий, сариолий, ятулий, лудиковий и ливвий). Два уровня намечается и для зоны Ветреного Пояса (сумий и лудиковий).

Самые молодые в раннем докембрии проявления высокомагнезиального вулканизма ливвийского (калевийского) уровня отмечены только в пределах Свекофеннской подвижной области (Южная Финляндия, Швеция) и в Печенгско-Варзугской зоне.

Наиболее значительные проявления высокомагнезиального вулканизма толеитовой серии на Балтийском щите отмечаются с ятулийского времени на Кольском полуострове и в Карелии. В лудиковийское время в Онежской и Печенгской структурах отмечается их кульминационное развитие. Намечается определенная связь сериальности высокомагнезиального вулканизма со степенью стабилизации земной коры и, вероятно, ее мощностью. Так, по мере развития Печенгско-Варзугского проторифта и наращивания мощности вулканогенно-осадочной толщи коматиитовая (сейдореченская и полисарская свиты) сменяется толеитовой (умбинская свита и томингская серия). Подобная закономерность проявляется и в Северной Норвегии (Solli, 1983). В Карельском геоблоке в лудиковии, судя по петрохимическим характеристикам высокомагнезиальных магматитов, наблюдается латеральная смена коматиитовой серии, развитой в краевых проторифтах (Лапландском, Ветреного Пояса и Кайну—Оутокумпу), на толеитовую в его центре (Онежская структура предполагаемого Онегозерско-Рыбинского проторифта).

Заметно более высокие содержания Ti в породах толеитовой серии докембрия Балтийского щита по сравнению с коматиитовыми эффузивами равной магнезиальности роднит их с современными толеитами океанических островов. Для их генерации требуется обогащение титаном мантийного источника, вероятной причиной которого может служить циркуляция в подкоровых зонах щелочных водных флюидов, равновесных с лерцолитовым субстратом, растворимость Ti в которых должна быть достаточно высока (Рябчиков, 1984).

Более позднее проявление толеитового магматизма по сравнению с коматиитовым в протерозойских структурах объясняется, возможно, генерацией толеитовых магм при более низких степенях частичного плавления на затухающей стадии жизни мантийного диапира. Геохимические различия коматиитовых и толеитовых пород могут свидетельствовать, с другой стороны, о радиальной геохимической гетерогенности субконтинентальной литосферы.

Коматиитовый вулканизм рифтогенных зон Печенгско-Варзугской, Ветреного Пояса и Лапландской, имея некоторые общие черты, в то же время характеризуется и существенным отличием. Это отличие наблюдается как в строении самих зон, так и в характере высокомагнезиального вулканизма.

Наиболее магнезиальный вулканизм с широким развитием пирокластики коматиитового состава (КЭ ~ 50 %) отмечен в Лапландской зоне на территории Финляндии и Норвегии. Эта высокая магнезиальность сближает коматиитовую серию Лапландии с архейскими (лопийскими) зеленокаменными поясами. Однако стратиграфическое положение и геохронологические данные не дают основания для отнесения данных вулканитов к архею. Вулканы центрального типа (Саттасваара, Куммитсойва и др.) тяготеют к узлам пересечения краевых и поперечных разломов проторифта. Корнями подобных вулканов являются, вероятно, ультрамафитовые тела трубообразной и дайкообразной формы, расположенные в архейском гранито-гнейсовом фундаменте между озерами Кукаозеро и Ниваярви. Металлогеническая специфика коматиитов Лапландии — золотая (Saverikko, 1985).

Рифтогенная структура Ветреного Пояса в кульминационный (суйсарский) период своего развития характеризовалась извержением расплавов в водную среду из вулканов преимущественно трещинного типа. Эксплозивный компонент извержений практически отсутствует, зато резко преобладает субвулканическая фация (силлы, дайки мафитов и ультрамафитов). Геодинамическая обстановка способствовала формированию промежуточных камер, где расплавы испытывали дифференциацию. На отдельных участках, возможно, существовали и вулканы центрального типа (например, район Гольца) с подвулканными интрузиями. Дифференциация расплава продолжалась и после его излияния и формирования лавовых тел как в процессе течения, так и в отстойных резервуарах.

Печенгско-Варзугская рифтогенная структура отличается широким развитием высокомагнезиальных вулканитов толеитовой серии. Пикритовые расплавы в ряде случаев являлись рудоносными и служили главными источниками никеля и меди при формировании месторождений Печенгского рудного поля. Эта магма помимо петрогенных элементов отличалась от коматиитовых базальтов Ветреного Пояса и содержанием РЗЭ (Кольская сверхглубокая, 1984).

Определенная специфика, в том числе и металлогеническая, намечается и для протерозойских коматиитовых базальтов Свекофеннской области, расплавы которых являлись источниками меди, никеля, цинка, кобальта в месторождениях типа Оутокумпу.

Сопоставление геотектонических обстановок высокомагнезиального магмапроявления в раннем докембрии Балтийского щита свидетельствует о его связи в основном с девятью выделенными архейскими зеленокаменными поясами и пятью раннепротерозойскими проторифтами. Намечается тенденция к сокращению областей магматизма и концентрации его в более узких зонах, что, вероятно, обусловлено существенно возросшей мощностью субконтинентальной коры в конце архея. Сравнительно тонкая саамская протогора легко раскалывалась в условиях растяжения в раннелопийское время на мелкие блоки (литоплиты), в то время как более мощная, приближающаяся к современной, лопийская подвергалась в карельское время лишь ограниченному разрывам с формированием внутрикратонных проторифтов.

Тем не менее раннепротерозойские рифтогенные структуры по сравнению с позднеархейскими оказываются более насыщенными высокомагнезиальными вулканитами, составляя в среднем около 12 % разреза супракрустов при 7 % в лопии. Однако в подвижных зонах раннего протерозоя их доля существенно ниже и не превышает 1 %.

Сравнительный анализ петрохимии и геохимических характеристик коматиитов и коматиитовых базальтов различного возраста показал, что архейские и протерозойские высокомагнезиальные магмы практически неразличимы в отношении петрогенных окислов, а также совместимых и умеренно несовместимых элементов-примесей при заметной относительной обогащенности протерозойских коматиитовых серий максимально несовместимыми микрокомпонен-

тами. Это, с одной стороны, свидетельствует о формировании протерозойских коматитовых базальтов в результате кристаллизационной дифференциации первичных магм, близких по микрокомпонентному составу к архейским коматитам. С другой стороны, полученный геохимический материал позволяет заключить, что мантийный источник протерозойских высокомагнезиальных магм был существенно обогащен элементами с низкими коэффициентами распределения (легкие редкие земли, Zr, Sr и т. д.) по сравнению с магнезиализующими зонами (или магматическим океаном) архейской мантии и даже по сравнению с примитивной мантией. Подобные же результаты в отношении РЗЭ были получены недавно В. Ф. Смолькиным по Кольскому полуострову при сравнении мафитовых и ультрамафитовых магматитов позднего архея (структура Полмос-Порос) и раннего протерозоя (Печенгская и Имандра-Варзугская структуры). Таким образом, имеются все основания полагать, что высокомагнезиальные магматиты карельского возраста отражают особенности субконтинентальной литосферы, геохимические характеристики которой претерпели в течение архейской эпохи заметные изменения вследствие циркуляции мантийных флюидов или инъекций магм, отвечающих очень низким ( $<1\%$ ) степеням плавления.

В целом высокомагнезиальный вулканизм раннего докембрия на Балтийском щите, имея определенные различия в архее и раннем протерозое, подчеркивает направленность и необратимость развития Земли в ранние эпохи.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бабушкин Е. М. Метаморфизм равнинных массивов бронзитит-гарцбургитов северного обрамления Печенги // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 144—161.
- Бакушкин Е. М. Шпинелевые гипербазиты Титовско-Урагубской зоны и некоторые общие особенности петрологии гипербазитов Кольского полуострова // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985. С. 73—85.
- Балаганский В. В., Богданова М. Н., Ефимов М. М., Козлова Н. Е. Соотношение гранито-гнейсового и амфиболито-кристаллосланцевого комплексов Колвицкой зоны и их возможные аналоги в северо-западном Беломорье // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 72—78.
- Белолипецкий А. Д., Ильин Ю. И. Вулкано-плутонические комплексы и некоторые особенности эволюции вулканизма в структурно-тектонической зоне Колмозеро-Воронья // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 75—84.
- Бибилова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231—1234.
- Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров, А. В., Слюсарев В. Д. Новые данные по геологии и магматизму синклинической зоны Ветреного Пояса // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968. С. 5—25.
- Богданова М. Н., Ефимов М. М. Метабазиты Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны (состав и условия формирования) // Вулканизм и седиментогенез докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1982. С. 89—100.
- Болотов В. И. Пикритовые метавулканиты гнейсо-амфиболитовых толщ архея Кольского полуострова // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 109—113.
- Борисова В. В. Геолого-петрографическая характеристика ультраосновных массивов района Алакурти // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 71—84.
- Виноградов Л. А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова: (Нотозерский гипербазитовый пояс) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971. С. 147—153.
- Виноградов Л. А. Региональные закономерности размещения гипербазитов в Аллареченском районе // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове. Апатиты, 1985. С. 33—39.
- Войнов А. С., Полеховский Ю. С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны (Северная Карелия) // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 96—106.
- Вревский А. Б. Коматиты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1980. Т. 252, № 5. С. 1216—1219.
- Вревский А. Б. Петрология и геодинамические условия формирования коматит-толеитовой серии зеленокаменного пояса Полмос-Порос // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985. С. 64—73.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 152 с.
- Вулканиты раннего докембрия Кольского полуострова: (Атлас текстур и структур). Л., 1980. 160 с.
- Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л., 1978. 172 с.
- Гарифулин Л. Л., Макаров В. Н. О происхождении хлорито-актинолитовых сланцев серии Колмозеро-Воронья // Методы палеовулканологических реконструкций: Вулканизм докембрия / Материалы II Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. Петрозаводск, 1975. С. 134—135.
- Гельмерсен Г. П. Геоностические исследования Олонецкого горного округа, произведенные в 1851, 1857 и 1859 гг. // Горный журн. 1860. № 12. С. 517—595.
- Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. С. 143.
- Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. 264 с.
- Геология Карелии. Л., 1987. 231 с.



Геология СССР. Мурманская область: (Геологическое описание). М., 1958. Т. 27, ч. 1. С. 311—323.

Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971. 140 с.

Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., 1941. С. 129.

Гирнис А. В. Экспериментальный петрогенезис коматитов и высокомагнезиальных базальтов / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1985. 18 с.

Голубев А. И., Ахмедов А. М., Галдобина Л. П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л., 1984. 192 с.

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 192 с.

Горбунов Г. И., Астафьев Ю. А., Бартенев И. С., Гончаров Ю. В., Яковлев Ю. Н. Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. 1978. 160 с.

Горбунов Г. И., Виноградов Л. А., Докучаева В. С., Борисова В. В., Радченко М. К. Главные черты развития никеленосного базит-гипербазитового магматизма на Кольском полуострове // Проблемы петрологии в связи с сульфидно-медно-никелевым оруденением. М., 1981. С. 67—73.

Горошко А. Ф., Кайряк А. И. Рудная минерализация в структуре зеленокаменного комплекса Юго-Восточной Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. М., 1982. С. 157—165.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Эффузивы ультраосновного состава района Костомукшского железорудного месторождения / Опер.-информ. матер. Петрозаводск, 1983. С. 34—37.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.

Гриненко Л. Н., Бочаров В. Л., Которгин Н. Ф. Содержания и изотопный состав серы в породах коматитовых серий // Геохимия. 1986. № 9. С. 1245—1253.

Гущин В. С. Нижний протерозой синклинойной зоны Ветреный Пояс / Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 86—96.

Даркшевич О. Я., Лукьянова Н. В., Антонюк Е. С. Вопросы стратиграфии Колмозеро-Воронинской структуры // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 38—45.

Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараскин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии // Геохимия. 1972. № 10. С. 1155—1167.

Докучаева В. С., Борисова В. В. Габбро-лерцолит-вебстеритовый комплекс северо-запада Гранулитового пояса // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 71—82.

Ефимов М. М., Богданова М. Н. К вопросу о формационной принадлежности базит-гипербазитов Колвицкой структурно-фациальной зоны // Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983. С. 44—54.

Ефимов М. М., Докучаева В. С., Смолькин В. Ф., Борисова В. В., Радченко М. К., Бакушкин Е. М. Основные формационные типы базит-гипербазитов северо-восточной части Балтийского щита: (периодизация и особенности размещения) // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты, 1985. С. 3—15.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978. С. 3—12.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова: (состояние изученности и проблемы). Л., 1983. 96 с.

Зак С. И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л., 1980. 160 с.

Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскуряков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, 1972. 129 с.

Заскинд Е. С., Кочнев-Первухов В. И., Федюк А. Е., Фурман В. Н. Архейские ультраосновные коматиты среднего течения р. Кумбуксы: (Восточная Карелия) // ДАН СССР. 1982. Т. 262, № 6. С. 1456—1458.

Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 231 с.

Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 304 с. Имандра-Варзугская зона карелид: (геология, геохимия, история развития). Л., 1982. 279 с.

Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. СПб, 1877. С. 21.

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. 163 с.

Кайряк А. И., Перевозчикова В. А. Архей и протерозой юго-восточной окраины Балтийского щита (р-н Ветреного Пояса) // Геология СССР. 1963. Т. 2, ч. 1. М. С. 66—78.

Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Листвениты, их генезис и классификация. Баку, 1965. 143.

Кеппежинская В. В., Добрецов Н. Л. Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С. 107—114.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., 1981. 160 с.

Козлов Н. Е. Новые данные о составе и строении Кандалакшской толщи гранатовых амфиболитов Колвицкой зоны гранулитов // Вулканизм и седиментогенез докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1982. С. 100—107.

Козлов Н. Е. К реконструкции тектонического режима формирования Лапландского гранулитового пояса // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 78—81.

Кольская сверхглубокая. М., 1984. 490 с.

Корреляционный анализ в петрохимических исследованиях. Л., 1975. 94 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983. 390 с.

Кочнев-Первухов В. И., Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Заскинд Е. С., Юдина В. В. Геологическое строение, основной и ультраосновной магматизм Куоляярвинского синклинария / Труды ЦНИГРИ. 1976. Вып. 122. С. 33—42.

Кратц К. О., Негруца В. З., Соколов В. А., Богданов Ю. Б., Гаскельберг В. Г., Загородный В. Г., Негруца Т. Ф., Семихатов М. А., Шуркин К. А. Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита // Сов. геол. 1984. № 7. С. 105—118.

Крестин Е. М. Первая находка коматитов в СССР // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 2. С. 412—415.

Крестин Е. М. Проблема образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматитов зеленокаменных поясов архея) // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С. 114—121.

Крестин Е. М., Куликов В. С., Малюк Б. И., Сиворонов А. А. Классификация, петрология и металлогения коматитов: Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1985. С. 135—136. (Тез. симпози.).

Крылов И. Н., Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. Гетерогенность строения и развития архейской литосферы Карельской гранит-зеленокаменной области / 27-й МГК. Геология докембрия. Доклады. М., 1984. Т. 6. С. 100—106.

Куликов В. С. Базальтовый комплекс кряжа Ветреный Пояс / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Свердловск, 1969. 22 с.

Куликов В. С., Калинин Ю. К. Экспериментальное воспроизведение некоторых структур базальтов Ветреного Пояса // Минералогия и геохимия Карелии. Л., 1971. С. 168—172.

Куликов В. С., Куликова В. В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса / Операт.-информ. мат.-лы. Петрозаводск, 1982. С. 21—26.

Куликов В. С., Куликова В. В. Рифтовый вулканизм раннего протерозоя Балтийского щита // Глобальные реконструкции и тектоника / Труды IV Всесоюз. палеовулканолог. совещ. Владивосток, 1984. С. 98—104.

Куликов В. С., Куликова В. В. Ультраосновные эффузивы в докембрии юго-восточной части Балтийского щита // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983а. С. 121—130.

Куликов В. С., Куликова В. В. Главные особенности коматитовой серии на Балтийском щите // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток, 1983б. С. 79—80. (Тез. Всесоюз. симпози.).

Куликов В. С., Куликова В. В., Федюк А. В., Сухолетова Г. Н. К стратиграфии лопия Каменноозерской структуры Ветреного Пояса / Операт.-информ. мат.-лы. Петрозаводск, 1983. С. 27—30.

Куликов В. С., Рыбаков С. И., Берковский А. Н., Чекулаев В. П., Крестин Е. М., Сиворонов А. А., Малюк Б. И. Геология и металлогения архейских зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы / 27-й МГК. Тезисы, 1984. Вып. II. С. 337.

Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Попов М. Г. Высокомагнезиальный вулканизм докембрия юго-восточной части Балтийского щита // Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976. С. 53—60.

Куликова В. В. Магматизм архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1983. С. 26.

Куликова В. В., Куликов В. С. Новые данные об архейских перидотитовых коматитах в Восточной Карелии // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 693—696.

Лавров М. М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., 1979. 136 с.

Лавров М. М. Гипербазиты зеленокаменных поясов Южной Карелии // Операт.-информ. мат.-лы. Петрозаводск, 1983. С. 31—33.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация / Труды СПб об-ва естествоиспытателей. 1888. Т. 19.

Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. 1983. Ч. 1. 367 с.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1985. 176 с.

Малюк Б. И., Сиворонов А. А. К вопросу систематики коматитов // Геология и геофизика. 1984. № 1.



- Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л., 1981. 247 с.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л., 1985. 329 с.
- Мележик В. А. Первичный состав и условия образования среднепротерозойских пород Имандра-Варзугского комплекса // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 100—108.
- Металлогения восточной части Балтийского щита. Л., 1980. 247 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., 1983. 280 с.
- Милановский Е. Е., Мальков Б. А. Фазовые превращения в ядре и мантии — вероятный механизм пульсационного расширения Земли // ДАН СССР. 1985. Т. 280. № 3.
- Мирская Д. Д. Метабазиты и метатальабазиты восточного побережья Кольского полуострова // Базит-гепербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978а. С. 33—44.
- Мирская Д. Д. Стратиграфия и корреляция образования Кейвской и Колмозеро-Вороньинской зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978б. С. 4—16.
- Муан А. Кристаллизация в силикатных системах // Эволюция изверженных пород. М., 1983. С. 84—135.
- Негруга В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л., 1984. 269 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., 1981. 584 с.
- Петров Б. В., Шемякина Н. М. Стратиграфия структурной зоны Ветреный Пояс. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 78—86.
- Попов М. Г., Кищенко Н. Т., Сацук Ю. И., Горбик Н. А. Ятулийские магнезиальные базальтоиды различной щелочности (Центральная Карелия) / Операт.-информ. мат.-лы. Петрозаводск, 1983. С. 26—31.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л., 1974. 139 с.
- Попов М. Г., Малышева С. И., Морозов С. А. О хизлевудите и пироаурите Вожминского массива // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979. С. 104—111.
- Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л., 1979. 128 с.
- Проскураков В. В., Зак С. И. О формационной принадлежности гипербазитов Аллареченского района // Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974. С. 84—96.
- Раевская М. Б., Горьковец В. Я. Архейский ультраосновной вулканизм Западной Карелии // Изв. вузов: Геология и разведка. 1986. № 5. С. 20—28.
- Рыбаков С. И., Светова А. И. Базальт-коматитовый вулканизм Палосельгинской структуры (Центральная Карелия) / Операт.-информ. мат.-лы. Петрозаводск, 1982. С. 25—28.
- Рыбаков С. И., Куликов В. С. Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1985. С. 164—170.
- Рыбаков С. И., Мельянцев Н. В. Строение разреза коматитов района ст. Хаутаваара (Хаутаваарская структура) / Операт.-информ. мат.-лы. Петрозаводск, 1986. С. 9—11.
- Рябчиков И. Д., Богатилов О. А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625—638.
- Рябчиков И. Д., Богатилов О. А., Саддеби П., Гирнис А. В., Куликов В. С., Куликова В. В. Эволюция докембрийских коматитовых магм на примере восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1985. Т. 284, № 4. С. 973—975.
- Савочкина Е. И., Плетнев А. Г. Ультраосновные вулканы Куоляярвинской зеленокаменной зоны и их рудоносность (юго-запад Мурманской области) // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М., 1985. С. 20—28.
- Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., 1982. 343 с.
- Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
- Светова А. И. Лавы и туфы коматитов в Койкарской и Палосельгинской структурах Центральной Карелии / Операт.-информ. мат.-лы. Петрозаводск, 1982. С. 7—11.
- Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1985. С. 21.
- Сводный путеводитель экскурсий 029, 077, 080, 099 / 27-й МГК. М., 1984. 207 с.
- Серноколчеданные месторождения Карелии: (геология, метаморфизм, генезис). Л., 1978. 192 с.
- Синицын А. В. Проблема происхождения зеленокаменных поясов // Геотектоника. 1979. № 6. С. 3—19.
- Скуфьин П. К. Специфические черты вулканизма заключительных этапов развития Печенгской структуры // Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976. С. 67—73.
- Слюсарев В. Д. Состав акцессорных хромшпинелидов в ультрабазитах Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 98—105.
- Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л., 1973. 104 с.
- Слюсарев В. Д., Пекуров А. В., Богачев А. И., Кулешевич Л. В., Горошко А. Ф., Кузьмин С. А., Филимонов А. И. Металлогенические особенности архейских зеленокаменных поясов района Урасозера—Выгозера // Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 92—124.
- Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород // Геохимия. 1959. № 8. С. 679—694.
- Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
- Стратиграфия докембрия Карельской АССР. Петрозаводск, 1984. 89 с.
- Суслова С. Н. Коматиты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова // ДАН СССР. 1976. Т. 228, № 3. С. 697—700.
- Суслова С. Н. Петрохимическая характеристика коматитов из нижнедокембрийских вулканогенных толщ Кольского полуострова // Зап. ВМО. 1978. 2-я серия, ч. 107, вып. 1. С. 42—54.
- Суслова С. Н. Коматиты нижнего протерозоя Карело-Кольского региона и их стратиграфическое значение / Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 113—125.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.; Л., 1935. 213 с.
- Федотов Ж. А. Вулканические породы коматитовой серии в протерозойском имандра-варзугском комплексе // Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия Кольского региона. Апатиты, 1983. С. 81—89.
- Федотов Ж. А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенгско-Варзугского пояса. Апатиты, 1985. 119 с.
- Федотов Ж. А., Федотова М. Г. Малые интрузии пикритовых порфиритов на севере Печенгского района // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 96—109.
- Фролова Т. М., Которгин Н. Ф. К проблеме классификации пикритов и коматитов // Вестник МГУ. Сер. 4. 1986. № 1: Геология. С. 3—18.
- Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1982. 215 с.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 285 с.
- Штейнберг Д. С. О классификации магматитов. М., 1985. С. 160.
- Эскола П. Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М., 1967. С. 154—261.
- Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд. Л., 1974. 330 с.
- Abraham E. M. Geology of the Sothman Township // Ontario Dept Mines. 1953. V. 52(6). P. 1—36.
- Allegre C. J. Genesis of Archaean komatiites in a wet ultramafic subducted plate / N. T. Arndt, E. G. Nisbet (eds) // Komatiites. London, 1982. P. 495—500.
- Allegre C. J., Treuil M., Minster J. F. e. a. Systematic use of trace element in igneous process. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites // Contrib. Miner. Petrol. 1977. V. 60, N 1. P. 57—75.
- Arndt N. T. Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure. Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1976. V. 75. P. 555—562.
- Arndt N. T. Partitioning of nickel between olivine and basic and ultrabasic komatiite liquids. Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 553—557.
- Arndt N. T. Differentiation of komatiite flows // J. Petrol. 1986. V. 27, pt. 2. P. 279—301.
- Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R. Komatiitic and ironrich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario // J. Petrol. 1977. V. 18, pt. 2. P. 319—369.
- Arndt N. T., Nesbitt R. W. Magma mixing in komatiitic lavas from Munro Township, Ontario / Ed. A. Kröner e. a. // Archaean Geochemistry Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, 1984. P. 99—114.
- Arndt N. T., Nisbet E. G. What is a komatiite? / Eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet // Komatiites. London, 1982. P. 19—28.
- Arth J. G., Arndt N. T., Naldrett A. J. Genesis of Archaean komatiites — trace elements evidence from Munro Township, Ontario // Geology. 1977. V. 5, N 10. P. 590—594.
- Auvray B., Blais S., Jahn B.-M., Piquet D. Komatiites and the komatiitic series of the Finnish greenstone belts // Komatiites. 1982, London.
- Barnes S.-J., Gorton M. P., Naldrett A. J. A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada // Contrib. Miner. Petrol. 1983. V. 83, N 3/4. P. 293—308.
- Bickle M. J. Heat loss from the Earth: a constraint on Archaean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40, N 3. P. 97—106.
- Bickle M. J. Results of 1 atm. melting experiments on komatiites // Progress in Experimental Petrology. London, 1978. 4th Rept. P. 187—195.
- Bickle M. J., Ford C. E., Nisbet E. G. The petrogenesis of peridotitic komatiites // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 37, N 1. P. 97—106.



- Bickle M. J., Martin A., Nisbet E. G. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 27. P. 55—62.
- Blais S., Auvray B., Capdevila R., Jahn B.-M., Bertrand J. M., Hameurt J. The Archaean greenstone belts of Karelia (eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series // *Archaean geochemistry*. Amsterdam, 1978. P. 87—107.
- Bowen N. L. The ternary system: diopside-forsterite-silica // *J. Amer. Sci.* 1914. (4th ser.) 38. P. 207—264.
- Brooks C., Hart S. R. An extrusive basaltic komatiite from a Canadian Archaean metavolcanic belt // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. P. 1250—1253.
- Brooks C., Hart S. R. On the significance of komatiite // *Geology*. 1974. V. 2. P. 107—110.
- Bruce E. L. Geology of McArthur, Barlett, Douglas and Geikie Townships (Redstone River Area), District of Timiskaming / Ontario Dept Mines Annual Report, 1926. V. 35(IV). P. 37—56.
- Cameron W. E., Nisbet E. G. Phanerozoic analogies of Komatiitic basalts / N. T. Arndt, E. G. Nisbet (Eds.) // *Komatiites*. London, 1982. P. 29—50.
- Campbell I. H., Jarvis G. T. Mantle convection and early crustal evolution // *Precamb. Res.* 1984. V. 26, N.1. P. 15—56.
- Claesson L. A. The geochemistry of early Proterozoic metavolcanic rocks hosting massive sulphide deposits in the Skellefte district, northern Sweden // *J. Geol. Soc.* 1985. V. 142. P. 899—909.
- Clarke D. B. Tertiary basalts of Baffin Bay: possible primary magma from the mantle // *Contrib. Miner. Petrol.* 1970. V. 25, N.3. P. 203—225.
- Dupre B., Chauvel C., Arndt N. T. Pb and Nd isotopic study of two Archaean komatiitic flows from Alexo, Ontario // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48, N.10. P. 1965—1972.
- Echeverria L. M. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Columbia: Field relations and geochemistry // *Contrib. Miner. Petrol.* 1980. V. 73, N.3. P. 253—266.
- Elthon D., Scarfe C. M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // *Amer. Miner.* 1984. V. 69, N.1—2. P. 1—15.
- Francis D. The Baffin Bay lavas and the value of picrites as analogies of primary magmas // *Contrib. Miner. Petrol.* 1985. V. 89, N.2/3. P. 144—154.
- Francis D. M., Hynes A. J., Ludden J. N., Bedard J. Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Quebec // *Contrib. Miner. Petrol.* 1981. V. 78, N.1. P. 27—36.
- Gaal G., Mikkola A., Söderholm B. Evolution of the Archaean crust in Finland // *Precambrian Res.* 1978. N.6. P. 199—215.
- General geological map of the Baltic shield. 1 : 2 500 000. Helsinki, 1985.
- Green D. H. Genesis of Archaean peridotite magmas and constraints on Archaean geothermal gradient and tectonics // *Geology*. 1975. V. 3, N.1. P. 15—18.
- Green D. H. Petrogenesis of Archaean ultramafic magmas and implications for Archaean tectonics // *Precambrian Plate Tectonics* / Ed. A. Kröner. Amsterdam, 1981. A. 468—489.
- Green D. H., Nicholls J. A., Viljoen M. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archaean magmatism // *Geology*. 1975. V. 3, N.1. P. 11—14.
- Green J. C., Schulz K. J. Iron-rich basaltic komatiites in the early Precambrian Vermilion District, Minnesota // *Can. J. Earth. Sci.* 1977. V. 14. P. 2181—2192.
- Gruau G., Martin H., Leveque B. e. a. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America // *Precamb. Res.* 1985. V. 30, N.1. P. 63—80.
- Hanski E. Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Siivikkovaara area in Archaean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // *Bull. Geol. Finl.* 1980. N.52. P. 67—100.
- Henriksen H. Komatiite chlorite — amphibole rocks and mafic metavolcanics from the Karasjok Greenstone belt: Finnmark, northern Norway // *Norg. geol. unders.* 1983. N.382. P. 17—43.
- Hörmann P. K., Raith M., Raase P., Askermund D., Seifert T. The granulite kompleks of Finnish Lapland: Petrology and metamorphic conditions in the Jvalojoki—Jnarijärvi area Geol. // *Surv. Finl. Bull.* 1980. V. 3. P. 95.
- Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600—1200 °C // *Amer. Miner.* 1980. V. 65, N.1—2. P. 129—134.
- Huppert H. E., Sparks R. S. J. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74, N.4. P. 371—386.
- Huppert H. E., Sparks R. S. J., Turner J. S., Arndt N. T. Emplacement and cooling of komatiite lavas // *Nature*. 1984. V. 309, N.5963. P. 19—22.
- Hussain S. M., Naqui S. M., Gnaneshwar Rao T. Geochemistry and significance of mafic-ultramafic rocks from the southern part of the Holenarasipur schist belt, Karnataka // *J. Geol. Soc. India*. 1982. V. 23, N.1. P. 19—31.
- Irvine T. N. Definition of primitive liquid compositions for basic magmas. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977. V. 76. P. 454—461.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. e. a. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules / *Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf.* 1979. P. 2032—2050.
- Jahn B.-M., Auvray B., Blais S. e. a. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts // *J. Petrology*. 1980. V. 21, pt. 2. P. 201—244.
- Jahn B.-M., Schrank A. REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, Southeastern Brasil // *Precamb. Res.* 1983. V. 21, N.1—2. P. 1—20.
- Jarvis G. T., Campbell J. H. Archaean komatiites and geotherms: solution to an apparent contradiction // *Geophys. Res. Lett.* 1983. V. 10, N.12. P. 1133—1136.
- Jatulian geology in eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980.
- Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic rocks // *Ontario Div. Mines, Misc. Pap.* 1976. N.66.
- Jones J. H. Temperature and pressure-independent correlations of olivine/liquid partition coefficients and their application to trace element partitioning // *Contrib. Miner. Petrol.* 1984. V. 88, N.1/2. P. 126—132.
- Jukka Kousa. Rantasalmen tholeiittisista ja komatiittisista vulkaniiteista // *Geology*. 1985. V. 37, N.2.
- Koistinen T. J. The Outokumpu ore district, East Finland — A closed basin. *Petrozavodsk, 1987.*
- Kröner A., Puustinen K., Hickman M. Geochronology of an Archaean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone // *Contrib. Miner. Petrol.* 1981. P. 33—41.
- Kulikov V. S., Rybakov S. I., Chekulayev V. P., Berkovsky A. N., Krestin E. M., Malyuk B. J., Sivoronov A. A. Geology and metallogeny of the Archaean greenstone belts in the basement of the East European platform. 1988.
- Kulikov V., Galdobina L., Voinov A., Golubev A., Kashpirov S., Polehovskiy Y., Svetov A. Yatulian geology of the Paanayarvi-Kuolayarvi synclinorium // *Yatulian geology in eastern part of the Baltic shield*. Rovaniemi, 1980. P. 73—96.
- Komatiites / Eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet. London, 1982. P. 526.
- Kousa J. Rantasalmen tholeiittisista ja komatiittisista. *Geologi*. 1985. V. 37, N.2.
- Lauerma R. On the ages of some granitoid and schist complexes in northern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1982. V. 54, N.1—2. P. 85—100.
- Manninen T. Savukosken Akanvaaran alueen geologiasta / M. Sei. Thesis. Institute of Geology and Mineralogy. University of Turku, 1981.
- Marston R. J., Groves D. I., Hudson D. R., Ross J. R. Nickel sulfide deposits in Eastern Australia: A review // *Econ. Geol.* 1981. V. 76, N.6. P. 1330—1363.
- Martin H., Auvray B., Blais S., Capdevila R., Hameurt J., Jahn B.-M., Piquet D., Querre G., Vidal Ph. Origin and geodynamic evolution of the Archaean crust of Eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1984. V. 56, pt. 1—2. P. 135—160.
- McCall G. J. H., Leisman J. Clues to the origin of Archaean evgesynclinal peridotites and the nature of serpentinisation // *Geol. Soc. Aust. Sp. Publ.* 1971. V. 3. P. 281—300.
- McKenzie D. The Extraction of magma from the crust and mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74, N.1. P. 81—91.
- Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1976. V. 281. P. 129.
- Mikkola E. Suomen geologinen yleiskartta: Kivilajikartan selitys: Muonio—Sodankylä—Tuntsajoki. Helsinki, 1941.
- Mutanen T. Komatiites and komatiite provinces in Finland // *Geologi*, 1976. V. 28. P. 49—56.
- Mysen B. O. Experimental determination of crystal-vapor partition coefficients for rare earth elements to 30 kbar pressure. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1978. V. 77. P. 689—695.
- Mysen B. O., Kushiro I. The effect of pressure on the partitioning of nickel between olivine and aluminous silicate melt. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1978. V. 77. P. 706—709.
- Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. V. 38, N.5. P. 757—775.
- Naldrett A. J., Mason G. D. Contrasting Archaean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue townships, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1986. V. 5. P. 111—143.
- Naldrett A. J., Turner A. R. The Geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia // *Precamb. Res.* 1977. V. 5, N.1. P. 43—103.
- Nesbitt R. W. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: evidence for an Archaean ultramafic liquid // *Geol. Soc. Aust. Sp. Publ.* 1971. V. 3. P. 331—348.
- Nesbitt R. W., Sun S.-S., Purvis A. C. Komatiites: geochemistry and genesis // *Canad. Miner.* 1979. V. 16, pt. 2. P. 165—196.
- Nickolas T., Arndt N., Donald F., Andrew J. The field characteristics and petrology of Archaean and Proterozoic komatiites // *Can. Miner.* 1979. V. 17. P. 147—163.
- Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe Greenstone belt, Rhodesia // *J. Petrology*. 1977. V. 18, N.4. P. 521—566.
- Nisbet E. G., Walker D. Komatiites and the structure of the Archaean mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60, N.1. P. 105—113.
- Ohtañi E. Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67, N.2. A. 261—272.

Papunen H., Idman H., Ilvonen E., Neuvonen K. J., Piñlaja P., Talvitie J. Lapin iltramafiiteista // Geol. Surv. Finl. 1977. N 23. P. 87.

Park A. F. Nature, affinities and significance of metavolcanic rocks in the Outokumpu assemblage, Eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. V. 56, pt. 1—2. P. 25—52.

Patchett P. J., Kouvo O., Hedge C. E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes // Contrib. Miner. Petrol. 1981. V. 78, N 3. P. 279—297.

Perkins D., Holland T. J. B., Newton R. C. The  $Al_2O_3$  contents of enstatite in equilibrium with garnet in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  at 15—40 kbar and 900—1600 °C // Contrib. Miner. Petrol. 1981. V. 78, N 1. P. 99—109.

Prest V. K. Geology of the Keith-Muskego townships area // Ontario Dept Mines. 1950. V. 59, pt. 7.

Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R. Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 955—978.

Ramsay W. R. H., Crawford A. J., Foden J. D. Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands // Contrib. Miner. Petrol. 1984. V. 88, N 4. P. 386—402.

Redman B. A., Keays R. R. Archaean basic volcanism in the Eastern Goldfield Province, Yilgarn block, Western Australia // Precamb. Res. 1985. V. 30, N 2. P. 113—152.

Saverikko M. The Kummitsoiva komatiite complex and its satellites in Northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1983. V. 55, N 2. P. 111—139.

Saverikko M. The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in Northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. V. 57, N 1—2. P. 55—87.

Silvennoinen A., Honkamo M., Juopperi H., Lehtonen M., Mielikäinen P., Perttunen V., Rastas P., Räsänen J., Väänänen J. Main features of stratigraphy of North Finland // Yatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980. P. 153—162.

Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Sur. of Finl. 1980. Bull. 304. P. 58.

Skålvoll H. Beskrivelse til geologisk Kart Norge, 1:250 000 Karasjok. Norg. geol. inders. 1972.

Sun S.-S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46, N 2. P. 179—192.

Sun S.-S. Geochemical characteristics of Archaean ultramafic and mafic volcanic rocks: Implications for mantle composition and evolution // Archaean geochemistry / Ed. A. Kröner e. a. Berlin, Heidelberg, 1984. P. 25—46.

Takahashi E., Kushiro I. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // Amer. Miner. 1983. V. 68, N 9—10. P. 859—879.

Takahashi E., Scarfe C. M. Melting of peridotite to 14 Gpa and the genesis of komatiite // Nature. 1985. V. 315, N 6020. P. 566—568.

Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock // Sp.-Publ. Geol. Soc. Afr. 1969. N 2. P. 221—244.

Viljoen R. P., Viljoen M. J. The geological and geochemical evolution of the Onverwacht volcanic group of the Barberton Mountainland, S. Africa // Geol. Soc. Australia Spec. Publ. 1971. N 3. P. 133—149.

Viljoen R. P., Viljoen M. J., Pearton T. N. The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa // Komatiites. London, 1982.

Viswanathan S. Basaltic Komatiite occurrence in the Kolar Gold field of India // Geol. Mag. 1974. V. 3. P. 354.

Viswanathan S., Sankaran A. V. Discovery of a komatiite in the Precambrian of India, and its significance in the nature of Archaean volcanism in the early crust in the Indian Shield // Curr. Sci. 1973. V. 42. P. 266—269.

Walsh J. N., Buckley F., Barker J. The simultaneous determination of the rare-earth elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry // Chem. Geol. 1981. V. 33. P. 141—153.

Williams D. W., Kennedy G. C. Melting curve of diopside to 50 kilobars // J. Geoph. Res. 1969. V. 74, N 17. P. 4359—4366.

Wilson M. R. Magma types and tectonic evolution of the Swedish Proterozoic // Geol. Rundsch. 1982. V. 71. P. 120—129.

Wright T. L. Origin of Hawaiian tholeiites: A metasomatic model // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N B5. P. 3233—3252.

Zagorodnyi V. G. Yatulian geology of the Kola peninsula // Yatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980. P. 221—238.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Введение (В. С. Куликов) . . . . .	5
О систематике и номенклатуре пород коматитовой серии (В. С. Куликов) . . . . .	7
Геологическое положение коматитов и высокомагнезиальных вулканитов (В. С. Куликов) . . . . .	14
Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя (карелия) (В. С. Куликов) . . . . .	20
Зона Ветреного Пояса . . . . .	20
Коматитовая серия людиковия . . . . .	21
Геология . . . . .	21
Петрография . . . . .	31
Химизм . . . . .	42
О формировании лавовых покровов . . . . .	52
Высокомагнезиальный вулканизм сумия . . . . .	57
Лапландская зона . . . . .	60
Пана-Куолаярвинская структура . . . . .	62
Структура Куммитсойва . . . . .	68
Структура Саттасваара . . . . .	71
Структура Карасйок . . . . .	73
Печенгско-Варзугская зона . . . . .	75
Имандра-Варзугская структура . . . . .	75
Печенгская структура . . . . .	77
Онежская мульда . . . . .	80
Структуры Швеции и Южной Финляндии . . . . .	85
Выводы . . . . .	87
Высокомагнезиальный вулканизм позднего архея (лопия) (В. С. Куликов) . . . . .	89
Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс (В. В. Куликова) . . . . .	89
Геология и петрография . . . . .	89
Петрохимия . . . . .	105
Зеленокаменный пояс (А. И. Светова) . . . . .	114
Светова) . . . . .	116
Светова) . . . . .	125
Светова, В. Я. Горьковец) . . . . .	132
Зеленокаменный пояс (В. Я. Горьковец, . . . . .	136
Кухмо (В. С. Куликов, С. А. Вяхи- . . . . .	148
острова (В. В. Куликова) . . . . .	152
ец, В. В. Куликова, М. Б. Раевская, . . . . .	159
коматитов (А. В. Гирнис, И. Д. Ряб- . . . . .	162
. . . . .	163
. . . . .	164
. . . . .	165
. . . . .	168
ях коматитовой серии Восточной . . . . .	171
мантии . . . . .	177
. . . . .	179
. . . . .	181
. . . . .	185

(1325351)



- Papunen H., Idman H., Ilvonen E., Neuvonen K. J., Piñlaja P., Talvitie J. Lapin iltramafiteista // Geol. Surv. Finl. 1977. N 23. P. 87.
- Park A. F. Nature, affinities and significance of metavolcanic rocks in the Outokumpu assemblage, Eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. V. 56, pt. 1—2. P. 25—52.
- Patchett P. J., Kouvo O., Hedge C. E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes // Contrib. Miner. Petrol. 1981. V. 78, N 3. P. 279—297.
- Perkins D., Holland T. J. B., Newton R. C. The  $Al_2O_3$  contents of enstatite in equilibrium with garnet in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  at 15—40 kbar and 900—1600 °C // Contrib. Miner. Petrol. 1981. V. 78, N 1. P. 99—109.
- Prest V. K. Geology of the Keith-Muskego townships area // Ontario Dept Mines. 1950. V. 59, pt. 7.
- Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R. Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 955—978.
- Ramsay W. R. H., Crawford A. J., Foden J. D. Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands // Contrib. Miner. Petrol. 1984. V. 88, N 4. P. 386—402.
- Redman B. A., Keays R. R. Archaean basic volcanism in the Eastern Goldfield Province, Yilgarn block, Western Australia // Precamb. Res. 1985. V. 30, N 2. P. 113—152.
- Saverikko M. The Kuummitsoiva komatiite complex and its satellites in Northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1983. V. 55, N 2. P. 111—139.
- Saverikko M. The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in Northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1985. V. 57, N 1—2. P. 55—87.
- Silvennoinen A., Honkamo M., Juopperi H., Lehtonen M., Mielikäinen P., Perttunen V., Rastas P., Räsänen J., Väänänen J. Main features of stratigraphy of North Finland // Yatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980. P. 153—162.
- Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. of Finl. 1980. Bull. 304. P. 58.
- Skálvoll H. Beskrivelse til geologisk Kart Norge, 1:250 000 Karasjok. Norg. geol. inders. 1972.
- Sun S.-S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46, N 2. P. 179—192.
- Sun S.-S. Geochemical characteristics of Archaean ultramafic and mafic volcanic rocks: Implications for mantle composition and evolution // Archaean geochemistry / Ed. A. Kröner et al. Berlin, Heidelberg, 1984. P. 25—46.
- Takahashi E., Kushiro I. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // Amer. Miner. 1983. V. 68, N 9—10. P. 859—879.
- Takahashi E., Scarfe C. M. Melting of peridotite to 14 Gpa and the genesis of komatiite // Nature. 1985. V. 315, N 6020. P. 566—568.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock // Sp.-Publ. Geol. Soc. Afr. 1969. N 2. P. 221—244.
- Viljoen R. P., Viljoen M. J. The geological and geochemical evolution of the Onverwacht volcanic group of the Barberton Mountainland, S. Africa // Geol. Soc. Australia Spec. Publ. 1971. N 3. P. 133—149.
- Viljoen R. P., Viljoen M. J., Pearton T. N. The nature and distribution of komatiite volcanics in South Africa // Komatiites. London, 1982.
- Viswanathan S. Basaltic Komatiite occurrence in the Kolar Gold field // J. Metamorphic Geol. 1974. V. 3. P. 354.
- Viswanathan S., Sankaran A. V. Discovery of a komatiite in the Kolar Gold field and its significance in the nature of Archaean volcanism in the early crust // Curr. Sci. 1973. V. 42. P. 266—269.
- Walsh J. N., Buckley F., Barker J. The simultaneous determination of trace elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry // Chem. Geol. 1981. V. 31. P. 141—153.
- Williams D. W., Kennedy G. C. Melting curve of diopside to 50 kbar // J. Geophys. Res. 1969. V. 74, N 17. P. 4359—4366.
- Wilson M. R. Magma types and tectonic evolution of the Swedish Caledonides // J. Metamorphic Geol. 1982. V. 71. P. 120—129.
- Wright T. L. Origin of Hawaiian tholeiites: A metasomatic model // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N B5. P. 3233—3252.
- Zagorodnyi V. G. Yatulian geology of the Kola peninsula // Yatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980. P. 221—238.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Введение (В. С. Куликов) . . . . .	5
О систематике и номенклатуре пород коматитовой серии (В. С. Куликов) . . . . .	7
Геологическое положение коматитов и высокомагнезиальных вулканитов (В. С. Куликов) . . . . .	14
Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя (карелия) (В. С. Куликов) . . . . .	20
Зона Ветреного Пояса . . . . .	20
Коматитовая серия людиковия . . . . .	21
Геология . . . . .	21
Петрография . . . . .	31
Химизм . . . . .	42
О формировании лавовых покровов . . . . .	52
Высокомагнезиальный вулканизм сумия . . . . .	57
Лапландская зона . . . . .	60
Пана-Куоляярвинская структура . . . . .	62
Структура Куммитсойва . . . . .	68
Структура Саттасваара . . . . .	71
Структура Карасйок . . . . .	73
Печенгско-Варзугская зона . . . . .	75
Имандра-Варзугская структура . . . . .	75
Печенгская структура . . . . .	77
Онежская мульда . . . . .	80
Структуры Швеции и Южной Финляндии . . . . .	85
Выводы . . . . .	87
Высокомагнезиальный вулканизм позднего архея (лопия) (В. С. Куликов) . . . . .	89
Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс (В. В. Куликова) . . . . .	89
Геология и петрография . . . . .	89
Петрохимия . . . . .	105
Оруденение в ультрамафитах . . . . .	113
Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (А. И. Светова) . . . . .	114
Койкарская структура (А. И. Светова) . . . . .	116
Палосельгинская структура (А. И. Светова) . . . . .	125
Совдозерская структура (М. Б. Раевская, В. Я. Горьковец) . . . . .	132
Гимольско-Костомукшский зеленокаменный пояс (В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская) . . . . .	136
Зеленокаменный пояс Суомуссалми—Кухмо (В. С. Куликов, С. А. Вяхирев) . . . . .	148
Зеленокаменные пояса Кольского полуострова (В. В. Куликова) . . . . .	152
Выводы (В. С. Куликов, В. Я. Горьковец, В. В. Куликова, М. Б. Раевская, А. И. Светова) . . . . .	159
Экспериментальная петрология и генезис коматитов (А. В. Гирнис, И. Д. Рябчиков) . . . . .	162
Методика экспериментов . . . . .	163
Результаты экспериментов . . . . .	164
Условия генерации коматитовых магм . . . . .	165
Генезис коматитовых базальтов . . . . .	168
Геохимия элементов-примесей в породах коматитовой серии Восточной Карелии . . . . .	171
Коматитовый магматизм и эволюция мантии . . . . .	177
Выводы . . . . .	179
Заключение (В. С. Куликов, И. Д. Рябчиков) . . . . .	181
Литература . . . . .	185